



TITLE:

植物の成長と水文素過程に関する研究(Dissertation_全文)

AUTHOR(S):

東, 博紀

CITATION:

東, 博紀. 植物の成長と水文素過程に関する研究. 京都大学, 2004, 博士 (工学)

ISSUE DATE:

2004-03-23

URL:

<https://doi.org/10.14989/doctor.k10815>

RIGHT:

植物の成長と水文素過程に関する研究

2004 年

東 博紀

目 次

第1章	序論	1
第2章	ウェイングライシメータによる水・物質収支観測	5
2.1	概説	5
2.2	ウェイングライシメータ	5
2.2.1	構造	5
2.2.2	供試土とその充填	9
2.2.3	観測内容・項目	10
2.3	観測結果とその考察	15
2.3.1	植物の成長	15
2.3.2	水収支	18
2.3.3	物質収支	24
2.4	まとめ	24
第3章	土壌の物理特性と裸地面蒸発	27
3.1	概説	27
3.2	土壌中における水・水蒸気移動の基礎式	28
3.2.1	水蒸気移動	28
3.2.2	水移動	28
3.2.3	土壌中における蒸発・凝結	29
3.3	土壌物理特性の計測	29
3.3.1	ガス拡散係数	29
3.3.2	土壌水分特性曲線	33
3.3.3	不飽和透水係数	34
3.4	土壌中における水・水蒸気移動解析	37
3.4.1	解析条件	37
3.4.2	解析結果と考察	40

3.5	土壌面からの蒸発量算定モデル	43
3.6	まとめ	46
第4章	植物の成長と蒸発散	49
4.1	概説	49
4.2	茎内流量計測	50
4.2.1	Stem heat balance method(SHB 法)	50
4.2.2	計測結果	53
4.3	植物の成長を考慮した蒸発散モデル	57
4.3.1	蒸発散量算定式	57
4.3.2	植物の成長および土壌の乾燥が及ぼす地表面からの蒸発量への 影響	59
4.3.3	植物の成長および土壌の乾燥が蒸散量に及ぼす影響	61
4.4	蒸発散モデルの妥当性	66
4.5	まとめ	70
第5章	植物の成長と栄養塩吸収	73
5.1	概説	73
5.2	トウモロコシの栄養塩吸収量の計測	75
5.2.1	計測内容	75
5.2.2	計測結果	76
5.2.3	植物の成長と栄養塩吸収量	83
5.3	植物の吸収を考慮した土壌中の物質移動解析	83
5.3.1	基礎式	83
5.3.2	解析条件	85
5.3.3	解析結果	87
5.4	まとめ	91
第6章	結論	95
	謝辞	99

第1章 序論

人類のみならず地球上のあらゆる生物は生存するために水が必要である。人類の繁栄および都市の発展の要因のひとつとして水資源の管理・運用技術の進歩が挙げられることはいうまでもなく、大河川流域に古代文明が栄えたことなど歴史がそれを証明している。日本においても灌漑用水の整備および稲作技術の伝来による狩猟・採取生活から集団・定住生活への変化、貴族・武士の統治下における治水・開墾による国力増強、明治から昭和にかけての水資源開発にともなう高度経済成長などが例として挙げられ、水が人間生活の形成にいかに深く関わっているかが分かる。しかし、人々がさらに豊かな生活を求めて水資源をめぐる争いを引き起こしてきたことも事実である。現在でも国際河川を中心とする水資源に関わる紛争が各地で発生しており、豊富な地下水源があるヨルダン川西岸地区をめぐるイスラエル - パレスチナ紛争もその一つであるといわれている¹⁾。

水は、石油・石炭などの化石燃料と異なり、枯渇することのない永久資源であると考えられてきた。しかし近年、人口の増加や異常気象による水不足・水質汚染が発展途上国を中心に世界各地で発生し、水資源の持続可能性について議論されるようになった。20世紀の戦争の多くは石油をめぐる争いであったが、21世紀には生存の基盤となる水を求めて争いが勃発するであろうともいわれており²⁾、有効かつ効率的な水資源の開発・管理を一刻も早く図り、人類の生存を脅かす水危機を解決する必要がある。

日本は、水不足危険度が世界各地と比較して低いといわれているが、国土は人口に対して狭小であり、河川は急峻で流量変動が大きく、集中豪雨が発生すれば洪水、雨が降らなければ渇水に陥ってしまう水資源の確保および管理・運用が困難な条件になっている。加えて近年の急激な都市化によって雨水流出や蒸発散など流域の水文素過程が変化し、内水氾濫、地下水位の低下、河川低水流量の減少、都市のヒートアイランド化・乾燥化など住民の生活環境を悪化させる各種障害を引き起こしている。また、産業廃棄物や肥料の浸透・流出など流域の汚濁負荷発生量が増加し、河川・地下水の水質汚染、湖沼の富栄養化が各地で問題となり³⁾、水資源の利用が脅かされている。これらの問題を解決するためには、自然流域を都市化することによっ

2 第1章 序論

て水文素過程がどのように変化するか，自然が流域の水・物質循環にどのような役割を果たしているかを明確にし，良好な水環境・自然と調和した豊かでゆとりある住民生活を保全・創造するための水環境整備および水資源開発・管理を行う必要がある．

水資源の開発・管理には，貯水ダム，地下水利用のための施設，下水の再生および海水淡水化などの水質浄化施設の建設による水供給量を確保するハード的アプローチと，ダム操作支援システムの構築，ダム群の統合運用，水利権の再配分，水利用料金の値上げ等による節水など水需要量を調整するソフト的アプローチがある．日本の水資源については，増加し続けてきた水需要に対して供給が追いつかないという状況はこれまで行われてきたハード的な水資源開発によって克服しつつある．しかし，近年の年間降水量はその変動が激しく，しかも減少傾向にあるため，安定的な水供給を確保するにはそれぞれの水系ごとに対応すべき課題が残されているのが現状である．また，国民の健康面での安全性に関する意識の高まり等から飲料水，灌漑用水の水質の向上が求められるようになり，ハードとソフトを連携し，量的な安定供給のみならず流域全体を見据えた水質をはじめとする水環境の保全や水源地域の活性化を考慮した総合的な水資源開発・管理計画が策定されている⁴⁾．

有効かつ効率的に水資源を開発・管理するためには，流域の水・物質移動機構を明確にするとともに，水資源の需要・供給量および各種事業による水文素過程への影響をの的確に評価する必要がある．陸地における水の大部分は降水によって供給され，流域内の地表面に到達した降水は自然丘陵地，農地，都市域によって様々な流動形態をとるが，主として「表面流出する」「土壌に浸透する」「蒸発散によって大気に戻る」のいずれかの過程を経て流域外に移動する．流域内で発生した各種物質は水の移動にともなって河川・湖沼に流出もしくは地下に移流・分散している．

流域には樹木や農作物，草など多種多様な植物が存在するが，植物による蒸発散・物質吸収は流域の水・物質循環に大きな影響を及ぼしている．流域の水文素過程を明らかにするためには，植物による蒸発散・物質吸収量を定量的に評価する必要がある．これまでに土壌 - 植物 - 大気連続系における水・物質移動を解析する数理モデルは多数提案されているが，その基礎となるべき植物の成長と水・物質の吸収・排出機構について本質的な研究は少なく，ほとんど未解明であるといっても過言では

ない．これらは問題が複雑であり，現象に関与する要素がきわめて多く，かつそれらのいくつかについては調査・測定が困難であることが原因であると考えられる．

本論文では，植物の成長によって変化する水文素過程に関する基礎研究として，ウェイングライシメータにおいて植物を育成して自然気象条件下で水・物質収支観測を行い，植物の蒸発散・栄養塩吸収機構を明らかにするとともに，その数理モデルの構築を目的とする．観測に用いた植物には，世界各地で生産されている主要な農作物であり，比較的短期間で植物体が大きく成長するトウモロコシを採用した．

本論文の構成は次のとおりである．

第2章では，ウェイングライシメータの構造・性能，水・物質収支観測内容およびトウモロコシの成長の計測方法について紹介した後，観測結果に基づいてトウモロコシの生育に要する水・栄養塩量について定量的に議論する．

第3章では，乾燥土壌を用いて室内実験を行って不飽和透水係数，土壌水分特性曲線および水蒸気拡散係数を決定するとともに裸地のウェイングライシメータにおける土壌中の水・水蒸気移動解析を行い，土壌面からの蒸発機構を明らかにする．さらに，解析結果を応用して土壌の乾燥を考慮した実用的な蒸発量の算定法について言及する．

第4章では，トウモロコシの茎内の流量を stem heat balance method (SHB 法) を用いて計測し，それを蒸散量と等しいと見なしてトウモロコシの丈および葉面積の変化，風速，土壌の乾燥が葉面からの蒸散・地表面からの蒸発量に及ぼす影響を明らかにするとともに，植物の成長，土壌水分量，気象条件によって変化する蒸発散量を算定する数理モデルを提示する．本モデルをトウモロコシが植栽されているライシメータに適用し，モデルの妥当性を議論する．

第5章では，ライシメータ付近の試験圃場においてトウモロコシの栄養塩貯留量および水耕栽培による栄養塩吸収量の計測を行い，自然気象条件下におけるトウモロコシの成長と栄養塩吸収量の関係を明らかにするとともに，植物の成長によって変化する蒸発散・栄養塩吸収を考慮した土壌中の水・物質移動解析モデルを提示する．本モデルをライシメータ土壌中の窒素移動解析に応用し，その有用性について吟味する．

第6章では，本研究で得られた知見をとりまとめて結論とする．

参考文献

- 1) 水資源開発公団 (現 独立行政法人水資源機構):水レター , 水資源開発公団 , No.13 , 2001 .
- 2) 社団法人 土木学会 : 特集 水資源は大丈夫? , 土木学会誌 , 土木学会誌編集委員会 , vol.85 , No. 11 , pp.6-47 , 2002 .
- 3) 田瀬 則雄:硝酸・亜硝酸性窒素による水質汚染の現状と動向 , 水環境学会誌 , vol.26 , No. 9, 2003.
- 4) 独立行政法人 水資源機構:平成 15 事業年度計画 , 独立行政法人 水資源機構 , 2003 .

第2章 ウェイングライシメータによる水・物質収支観測

2.1 概説

植物の成長には根からの水・栄養塩の吸収が不可欠であることは周知のとおりである。根より吸収された水・物質は植物体内を移動し、物質については各器官に貯留され、水についてはその大部分が葉面より蒸散によって大気中に放出される。植物の蒸発散・物質吸収は土壌中の水・物質移動に大きく関与しており、これを定量的に評価することは水文・水資源工学において重要な課題となっている。

これまでに植物の蒸発散・物質吸収モデルは多数提案されているが、現地における直接計測が困難であるため、モデルの妥当性の検証が十分でないことは多くの研究者が認めるところである。本研究は、京都大学防災研究所宇治川水理実験所に設置されている、自然流域に比べて現象の観察測定が比較的容易であり、植生・土層・土質条件を研究目的に合わせて選ぶことが可能なウェイングライシメータ (Weighing Lysimeter) を用い、植物の成長と蒸発散・物質吸収および土壌中の水・物質移動機構について観測・実験および理論的考察を行うものである。

本章では、ウェイングライシメータの構造・性能、ライシメータにトウモロコシを植栽して行った水・物質収支観測の内容および計測項目・手法について記す。さらに、植物の成長が水文素過程に及ぼす影響および植物の生育に必要な水・栄養塩量を観測結果を用いて議論する。

2.2 ウェイングライシメータ

2.2.1 構造

ウェイングライシメータの全容と気象観測装置の配置をそれぞれ写真 2.1 および図 2.1 に示す。本ライシメータは幅・横がそれぞれ 1m、深さが 1.5m の 3 連のステンレススチール製土壌槽よりなり、各土壌槽の重量変化が電子天秤を用いて直接測定できる仕組みになっている。ここで、図 2.1 に示すように東側の土壌槽を E(East)、中央の土槽を C(Center)、西側を W(West) と呼称することにする。

土壌槽の構造を図 2.2 に示す。ライシメータを設計する場合には、土壌槽の土壌

6 第2章 ウェイングライシメータによる水・物質収支観測

表面と周辺地盤との間に段差を無くし，できるだけ連続した面を造りだすように心がける必要がある．ここでは，幅が 8.8m，奥行きが 3.6m，高さが 2.0m の地下室(写真 2.2)を造り，その中に 3 連の土壌槽を等間隔に並べられている．ただし，電子天秤や土壌槽を一時的に固定するためのジャッキ等をクレーンを用いて設置するために 1.5m 角の挿入口を上辺(天井)に設ける必要があった．そのため地下室は分厚いコンクリートで造られるとともに，土壌槽の周りには 25cm の隙間が生じている．この隙間を埋めるために，土壌槽側に幅が 15cm の張り出し板，周辺のコンクリート枠に幅が 18cm の承水溝が図 2.2 のように取り付けられている．なお，張り出し板と承水溝は接触しないようになっており，土壌槽の重量測定に影響を及ぼさないようになっている．このため，周辺部と土壌槽の土壌面との間は，大きな段差はないものの，コンクリート枠とステンレス板があるため連続した面にはなっていない．したがって，周辺部と同一の条件のもとで実験を行うことは困難であり，ここでの実験は，周辺とは無関係の単独のものといわざるを得ない．

各土壌槽の南側上部の一辺には表面流を集水するために幅が 3cm のステンレス製の板が V 字状に取り付けられており，その最下部に内径 1cm の穴が明けられ，表面流を外部に導いている．なお，表面流集水用の V 字板の勾配は 0.08 であり，もっとも深いところで土壌槽の外枠の頂部より 4cm 下がっている．外部に取り出された表面流は流量測定のため転倒桁型流量計に導かれるが，その途中に受け皿を設けてあり，土壌槽側と転倒桁側は切り離されている．

本ライシメータの地下室には階段を用いて入出ができるようになっており，室内にたまった雨水はポンプで地上の排水路に排水されるようになっている．各土壌槽の下部には地下水位制御と地下水排水のために排水口とホーススライドガイドが取り付けられている．排水口から取り出された地下水流出は転倒桁型流量計に導かれるが表面流の場合と同様に土壌槽側と転倒桁側は切り離されている．このようにして，電子天秤上の土壌槽の重量変化のみが外部の影響を受けずに測定できるようになっている．



写真 2.1 ウェイングライシメータの全容

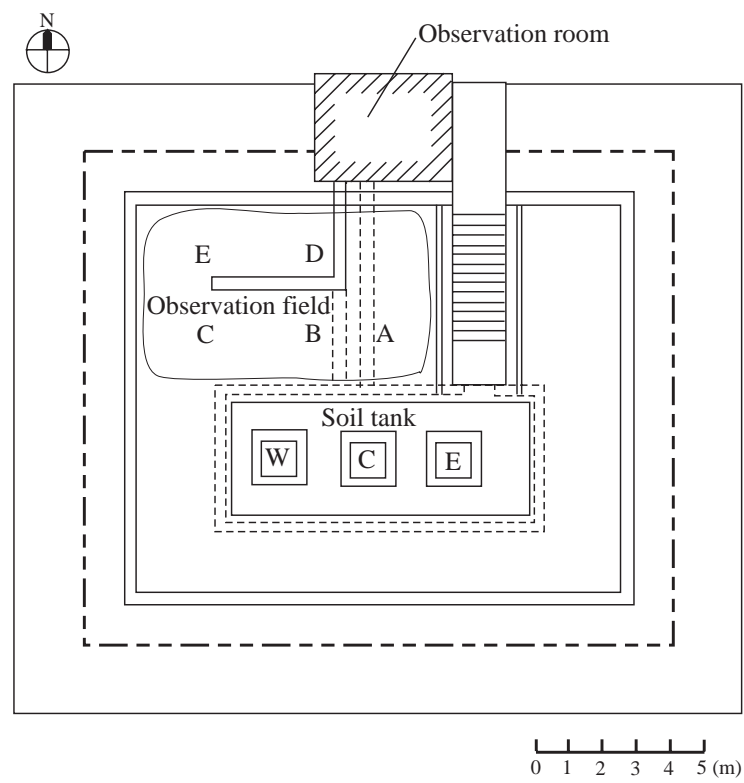


図 2.1 ウェイングライシメータの概要と気象観測装置の位置

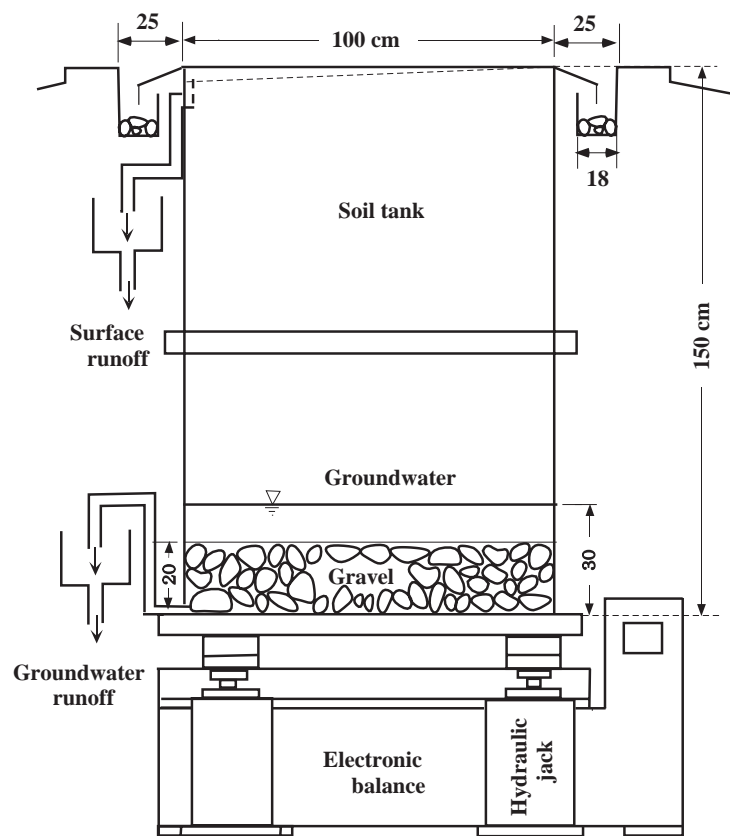


図 2.2 土壌槽の構造



写真 2.2 ウェイングライシメータの地下部

2.2.2 供試土とその充填

各土壌槽は底部より 20cm は礫，その上部の 130cm は京都府城陽市の青谷砂質土が充填されている．礫と土壌の間にはステラシートが敷かれている．なお，土壌槽の壁面と土壌をなじませるために，土壌槽のステンレススチールの表面にペンキを塗り，供試土を付着させてある．

供試土は次の要領で充填された．充填土を厚さ 5～7cm に一様に敷き詰め，重量 3.55 および 5.48kg のいわゆるタコを用いて突き固めた(写真 2.3)．十分に締固めた後，次の土壌になじますため表面をレーキで掘り起こし，次の充填土を敷き詰めた．最後に，表面流が湛水することなく取水口に到達するように表面を整形した．地表面の勾配は，作物を植栽する際に若干の差が生じるが，0.00～0.08 である．



写真 2.3 供試土の充填

図 2.3 に供試土の粒径加積曲線を示す．供試土は 97 % 以上が砂であり，シルト・粘土成分は少ない．供試土の比重および充填時の間隙率はそれぞれ 2.64kg/kg ， $0.36\text{m}^3/\text{m}^3$ である．

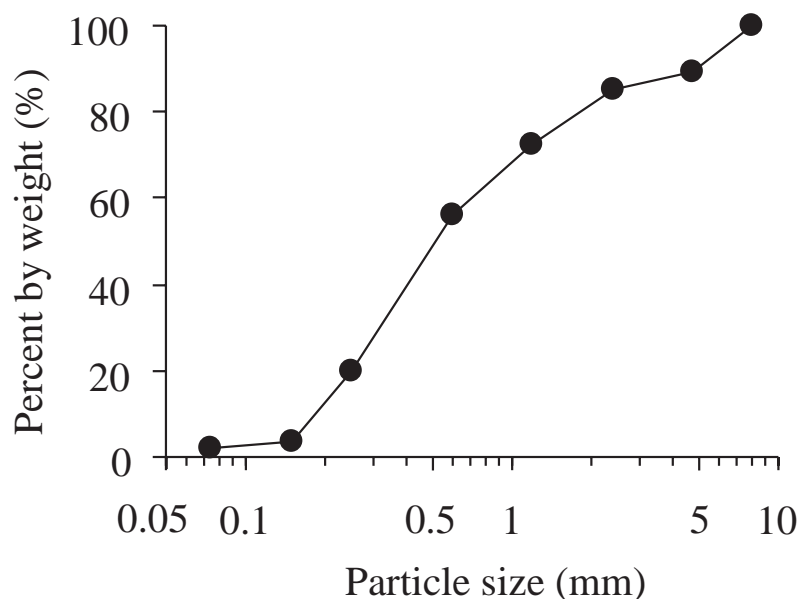


図 2.3 供試土の粒径加積曲線

2.2.3 観測内容・項目

2001年5月3日～7月9日には土壌槽EとWに9本，2002年6月10日～8月14日にはEに9本，Cに5本，2003年4月15日～6月30日にはEとWに9本トウモロコシを植栽して，自然気象条件下で水・物質収支観測を行った．2001年5月3日～7月9日および2003年4月15日～6月30日のCは比較のため裸地の状態で観測を行った．なお，2002年の土壌槽Wは5月9日にトウモロコシを9本植栽したが，施肥などに問題があり，トウモロコシの成長が不良であったため，ここでは取り扱わない．

写真 2.4 および 2.5はトウモロコシの植付け及びほぼ成熟した時の状況である．これらの写真で見られるように，葉や茎が土壌槽の枠外に出ないように土壌槽の4角に支柱が立てられており，周辺には防鳥用ネットが張られている．これにより，土壌槽上に落下した雨水は外部に流出せず，内部に留めることが可能となる．

水収支観測

水収支についての計測項目は次のとおりである．

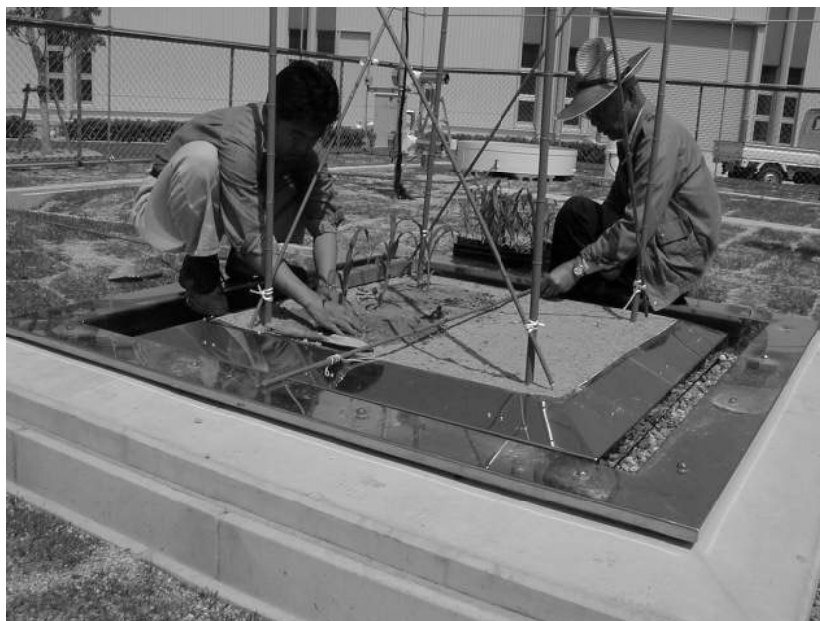


写真 2.4 トウモロコシの植栽



写真 2.5 収穫時のトウモロコシ

12 第2章 ウェイングライシメータによる水・物質収支観測

a) 土壌槽の重量変化

各土壌槽の重量変化は分解能が 0.1kg(雨量換算で 0.1mm) の電子天秤(最大計測能力: 5000kg) で測定される。また, 各土壌槽の下部には土壌を充填する時に生じる衝撃過重や振動から電子天秤を守るために油圧ジャッキが取り付けられている。

b) 表面流出量

降雨強度が浸透強度を上まわると表面流が発生するが, 表面流を土壌槽外に導水し, 1 転倒が $100\text{cm}^3(0.10\text{mm})$ の転倒桁型流量計で測定する仕組みになっている。

c) 地下水流出量

余剰の地下水もしくは土壌水は排水口より取り出され, 1 転倒 $50\text{cm}^3(0.05\text{mm})$ の転倒桁形流量計を用いて計測される。地下水位については, 土壌槽 W では地表面から深さ 1.20m で固定され, 土壌槽 E, C では 2001 年 5 月 3 日 ~ 7 月 9 日は土壌槽 W と同じく地表面から深さ 1.20m としたが, 2002 年 6 月 10 日 ~ 8 月 14 日および 2003 年 4 月 22 日 ~ 6 月 30 日の観測では土壌槽内に地下水面を設けず, 余剰の土壌水を重力排水した。

d) 土壌水分量

各土壌槽には amplitude domain reflectometry(ADR) 土壌水分計を設置し, 深さ 10, 20, 30, 40, 60, 100 の土壌水分量を 10 分間隔で計測している。

e) 地中温度

各土壌槽には深さ 5, 10, 15, 20, 40, 60cm に自記温度計が設置され, 1 時間間隔で地中温度を計測している。

f) 気象要素

ライシメータによる観測研究には気象要素の測定が欠かせない。ここでは, 図 2.1 に示す位置に観測露場を設け, 各種気象要素を観測している。観測項目・位置・機器の性能等を表 2.1 にまとめてある。測定データは, 5 秒間隔で計測され, 10 分毎に

その平均値がデータロガーに収録される．なお，データロガーは計器収容室に設置されている．

表 2.1 気象要素の観測項目・位置・機器の性能

	Element	Instrument	Resolution	Notes
A	Rainfall rate	Tipping bucket rainfall gauge	0.5mm per 1 tipping	
B	Net radiation	Net radiometer	35mV kW ⁻¹ m ²	
B	Solar radiation	Pyranometers	7mV kW ⁻¹ m ²	
C	Air temperature and vapor pressure	Platinum resistance psychrometer	±0.5 K	1.80, 0.90, 0.45m above the ground surface
C	Wind velocity	Cup anemometer	0~75m/s	1.85, 0.95, 0.50m above the ground surface
D	Soil temperature	Platinum resistance thermometer	-10~70°C	5, 15, 25cm below the ground surface
D	Soil heat flux	Heat flow sensor	20mV kW ⁻¹ m ²	5, 15, 25cm below the ground surface
E	Evaporation	Class A pan (Diameter 120cm)	±1 mm	

物質収支観測

各土壌槽にはトウモロコシの育成のために窒素 (N)，リン (P)，カリウム (K) が主として含まれる肥料を投入している．投与した肥料は，流出水とともに槽外へ排出，植物による吸収，土壌中に残留の3種に分けて考えることができる．物質収支についての計測項目は次のとおりである．

g) 表面・地下水流出の水質

表面及び地下水流出水を週に一度定期的に採取し，イオンクロマトグラフィを用いて分析を行っている．測定できる陽イオンは Na⁺，NH₄⁺，K⁺，Mg²⁺，Ca²⁺，陰イ

オンは H_2PO_4^- , F^- , Cl^- , NO_2^- , Br^- , NO_3^- , SO_4^{2-} である．さらに，雨水・灌漑水についても水質分析を適宜実施している．

h) 土壌中の物質残留量

土壌中の残留量は施肥前と観測終了時における土壌中の栄養塩量の差より求められる．本研究では，深さ 0.1 から 1.0m まで 10cm ごとに土壌を採取し，各土壌サンプルに含まれる陽イオンおよび陰イオンをそれぞれ 0.1mol/ℓ の HCl , 0.001mol/ℓ の NaOH 溶液を用いて抽出して土壌中の物質量を測定している¹⁾ ．

i) 植物による栄養塩吸収量

植物による吸収量は植栽時と収穫時の植物体内貯留量の差に等しいと考えられる．本研究では植物体内の栄養塩貯留量を次の方法で測定している．まず，植物体を空気乾燥させ，根，葉，茎，穂，雌軸，穀果の 6 部位に分けてそれぞれの重量を計測する．次に，各部位を細分して 0.5g を試料とし，試料に含まれる栄養塩量を，窒素およびリンについては湿式分解法でそれぞれアンモニアおよびオルトリン酸に変換して，カリウムについては試料を 1.0mol/ℓ の塩酸に浸し，試料中のカリウムを抽出して測定する²⁾ ．各部位ごとの単位重量あたりに含まれる栄養塩量を求め，それに乾燥重量を乗じて植物体の栄養塩貯留量を算出する．

植物体の成長計測

植物の成長と蒸発散量および栄養塩吸収量の関係を表わすためには，植物の成長を定量的に表示することが必要である．周知のとおり植物の成長は気象，施肥，土壌水分，土質および植栽密度など多くの条件に左右される．より正確にトウモロコシの成長を評価するには，土壌槽に植栽したトウモロコシを採取し，葉面積，乾燥重量，植物丈等を計測することが最も適切な方法である．しかし，ライシメータに植栽されている植物を採取した場合，その後の観測は継続できなくなる．

本研究では，ライシメータ付近に試験圃場(写真 2.6)を設け，トウモロコシを 1m² あたり 9 本，計 120 本育成するとともに定期的に 2・3 本採取し，各個体の丈，葉数，葉面積，乾燥重量および根群域の深さを測定した．丈は地表面から穂先までの高さ，



写真 2.6 試験圃場

葉面積は1個体における総和であり，それぞれ物差しを用いて計測した．採取する個体についてはライシメータに植栽されている植物の葉数，丈，雌軸数がほぼ一致するものを選別した．なお，根群部の採取については，微細な根まで取り出すことは困難であり，若干土壌中に残ったが，これはやむをえないものと考えている．

2.3 観測結果とその考察

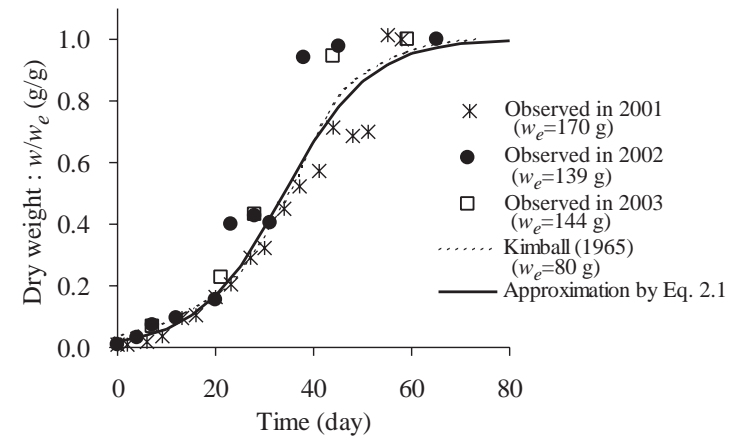
2.3.1 植物の成長

図 2.4 (a)～(c) に 2001 年 5 月 3 日～7 月 9 日，2002 年 6 月 10 日～8 月 14 日，2003 年 4 月 22 日～6 月 30 日の根を含むトウモロコシの乾燥重量，丈および葉面積の計測結果をそれぞれ示す．なお，乾燥重量，丈，葉面積はそれぞれの計測で得られた最大値で除して無次元化し，時間については植付け日を 0 としてある．また，同図には 1965 年に Kimball が提案したトウモロコシの乾燥重量の成長曲線³⁾を併示してある．図 2.4 (a) を見ると，2001，2002 および 2003 年の乾燥重量の計測値および Kimball による成長曲線はよく一致している．植物丈 (b) および葉面積 (c) についても 2001，2002 および 2003 年の計測値は一致している．

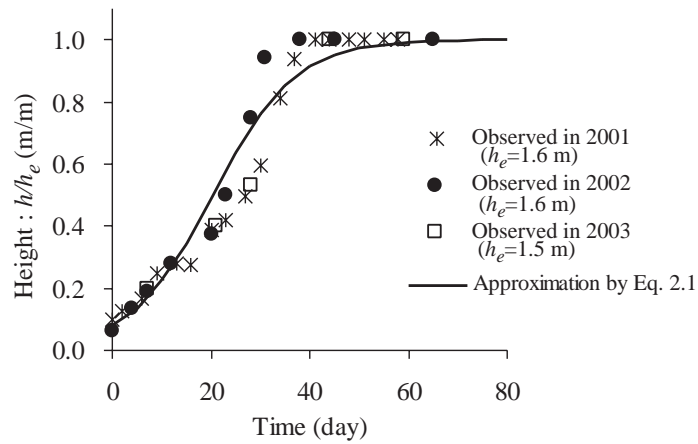
植物の成長はよくロジスティック成長曲線 (2.1) 式で表わされる³⁾ .

$$\frac{M}{M_e} = \left\{ 1 + \left(\frac{M_e}{M_0} - 1 \right) \exp(-rt) \right\}^{-1} \quad (2.1)$$

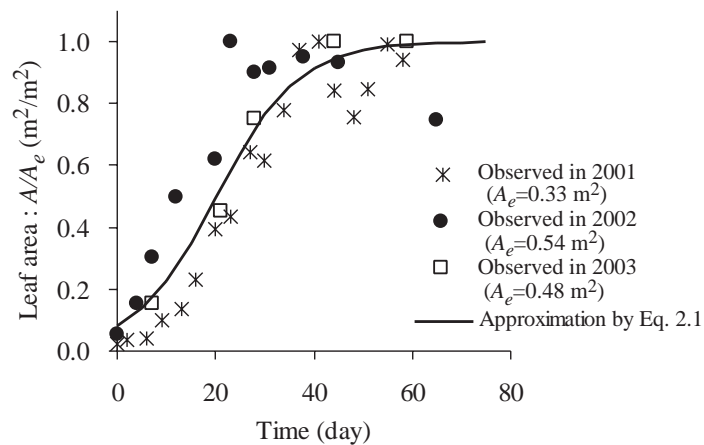
ここに, M : 乾燥重量 (植物丈, 葉面積), M_e : M の最大値, t : 時間 (s), r : 成長率 (s^{-1}), M_0 : $t = 0$ 時の M である. 図 2.4 には (2.1) 式を用いた計算結果を併示してある. これにより, 乾燥重量では $r = 0.12\text{day}^{-1}$, $M_0 = 0.02M_e$, 植物丈では $r = 0.12\text{day}^{-1}$, $M_0 = 0.08M_e$, 葉面積では $r = 0.12\text{day}^{-1}$, $M_0 = 0.06M_e$ という値が得られた. なお, 試験圃場における群落状態の植物の成長とライシメータにおける周辺と孤立した状態のそれとは異なることがこれまでの研究で指摘されているが, 植物体の諸元を測定して (2.1) 式の適用性を検討することに限定すれば, 特に問題はないものと考えている.



(a) Dry weight



(b) Height



(c) Leaf area

図 2.4 トウモロコシ 1 個体の成長

2.3.2 水収支

図 2.5 ~ 2.7(a) ~ (d) に 2001 年 5 月 3 日 ~ 7 月 9 日, 2002 年 6 月 10 日 ~ 8 月 14 日, 2003 年 4 月 22 日 ~ 6 月 30 日の各土壌槽における雨量・灌漑量および表面流出量, 土壌槽の重量変化, 蒸発散量, 地下水流出量の観測結果を, 表 2.2 に各土壌槽におけるトウモロコシの植栽密度および観測期間中に得られた水収支をそれぞれ示す.

図 2.5 の裸地の土壌槽 C とトウモロコシを 9 本植栽した E と W の槽重量変化 (b) を比較すると, トウモロコシ植付け後 20 日 (5 月 23 日) までの 3 者はほぼ一致しているが, それ以降の C の槽重量の減少量は E および W と比較して小さいことが分かる. これは蒸発散量の差によるものであり, 図 2.5 (c) より土壌槽 E, W の蒸発散量は C のそれよりも多く, その差は日を経るにつれて大きくなることが分かる. このことは図 2.7 の裸地 C とトウモロコシを 9 本植栽した E, W にも認められ, 植物の成長にともなってより多くの水が消費されていること裏付けている.

図 2.5 ~ 2.7(c) には気象要素の観測結果を用いて Penman 法 (2.2) 式より算出した蒸発散量が併示してある.

$$ET_p = \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \frac{R_n - G}{l} + \frac{\gamma}{\Delta + \gamma} f_p (e_s - e) \quad (2.2)$$

ここに, ET_p : Penman 法で算出される蒸発散量 (m s^{-1}), R_n : 純放射量 ($\text{J s}^{-1} \text{m}^{-2}$), Δ : 飽和水蒸気圧曲線の傾き (Pa K^{-1}), γ : 乾湿計定数 (Pa K^{-1}), l : 蒸発潜熱 (J m^{-3}), G : 地中伝熱量 ($\text{J s}^{-1} \text{m}^{-2}$), e_s, e : それぞれ飽和水蒸気圧 (Pa), 蒸気圧 (Pa) である. f_p は風速関数 ($\text{m s}^{-1} \text{Pa}^{-1}$) であり, Penman(1948)⁴⁾ は土壌水が十分ある芝生の蒸発散量を対象として経験的に求めた (2.3) 式を提案している.

$$f_p(u_2) = 0.14u_2 + 0.26 \quad (\text{mm day}^{-1} \text{hPa}^{-1}) \quad (2.3)$$

ここに, u_2 : 地表面から高さ 2m の風速 (m s^{-1}) である. (2.2) および (2.3) 式は土壌水が十分にある丈が低い植物および裸地の蒸発散量の算定によく適用されている⁵⁾. 図 2.5 ~ 2.7(c) を見ると, Penman 法による蒸発散量は裸地 (2001 年および 2003 年の C) の蒸発量より全体的に過大であることが分かる. これは, 表層土壌が乾燥すると土壌水分が減少して透水係数が極端に小さくなり, セルフマルチ (自己覆い) が形成されて土壌面からの蒸発が抑制されるためである⁶⁾.

Penman 法による蒸発散量とトウモロコシの蒸発散量 (2001 年 E, W, 2002 年 E, C, 2003 年 E, W) を比較すると, Penman 法による蒸発散量はトウモロコシの成長初期では観測値とほぼ一致しているが, 成長するにつれて観測値より過小となり, その差が大きくなることが分かる。これは風速関数 (2.3) 式に植物の成長が考慮されていないためであると考えられる。

表 2.2 の裸地 (2001 年 C) と植栽した土壌槽 (2001 年 E, W) の水収支を比較すると, 裸地の表面流出量は植栽した土壌槽の 2.8~2.9 倍, 植栽した土壌槽の蒸発散量は裸地の 2.0~2.1 倍であり, 植物による土壌槽の水収支への影響がいかに大きいかが分かる。また, トウモロコシを 9 本植栽した土壌槽 (2001 年 E, W, 2002 年 E, 2003 年 E, W) の蒸発散量は地下水流出量の 1.3~8.9 倍であり, 土壌に浸透した水の大部分が植物の蒸発散によって失われることが明らかになる。

表 2.2 には, 植物の収穫時における根を含む総重量, それを空気乾燥させた重量および穀果の乾燥重量を併示してある。これによるとトウモロコシの場合, 根・茎・葉を含む植物体の全乾燥重量および穀果乾燥重量それぞれ 1kg 生産するために 187~409kg, 663~3484kg の水が蒸発散によって消費されたことが分かる。

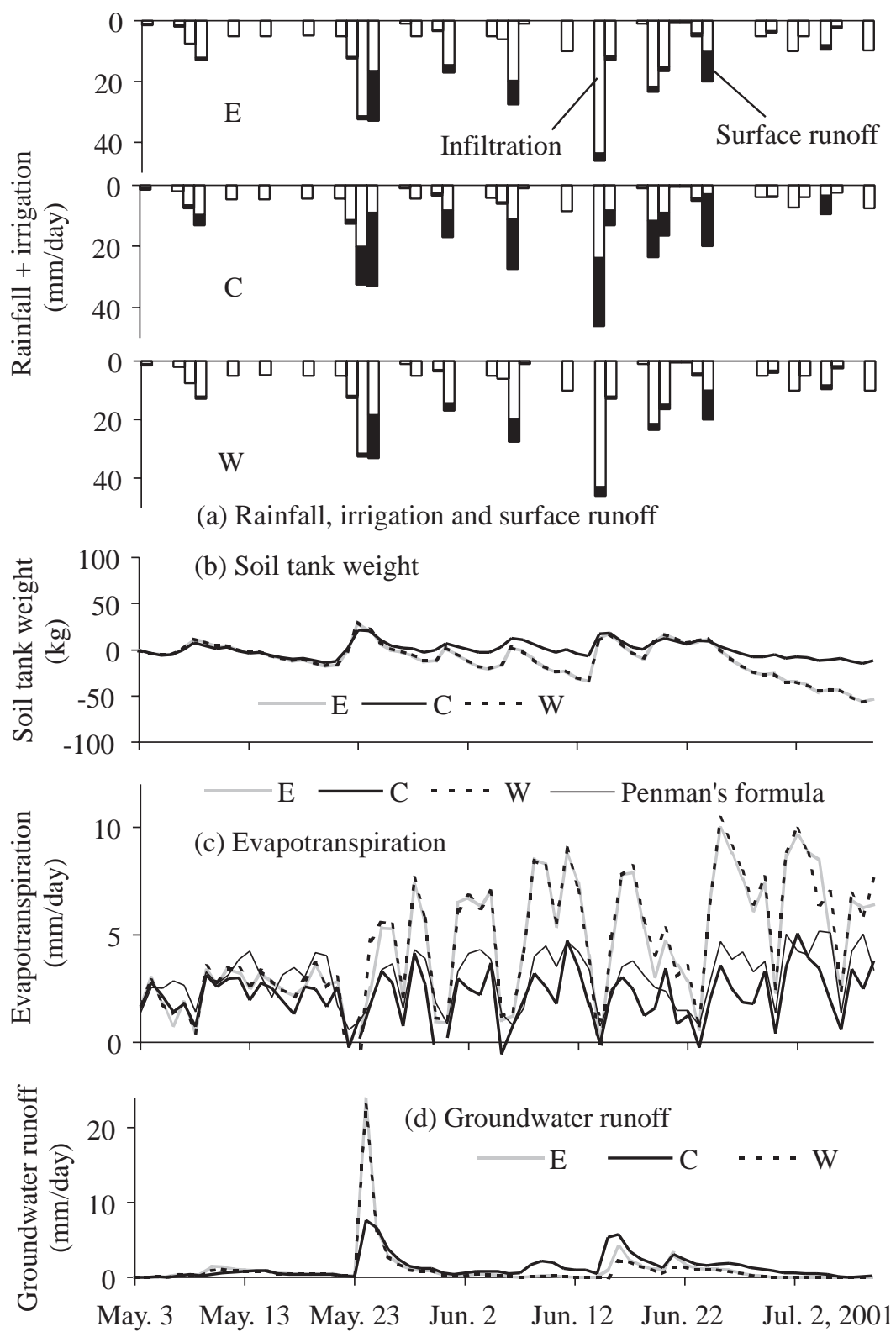


図 2.5 水収支観測結果 (2001 年)

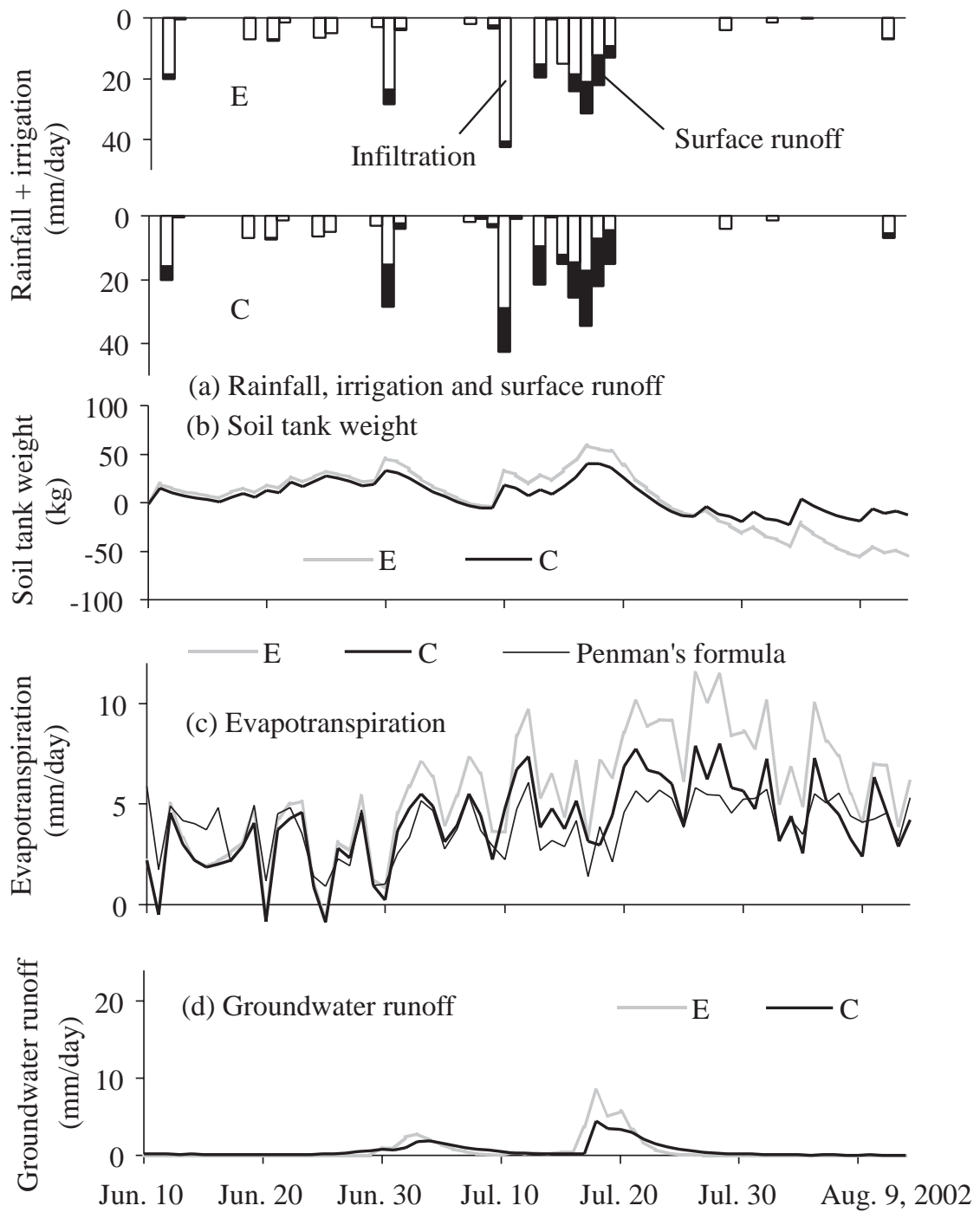


図 2.6 水収支観測結果 (2002 年)

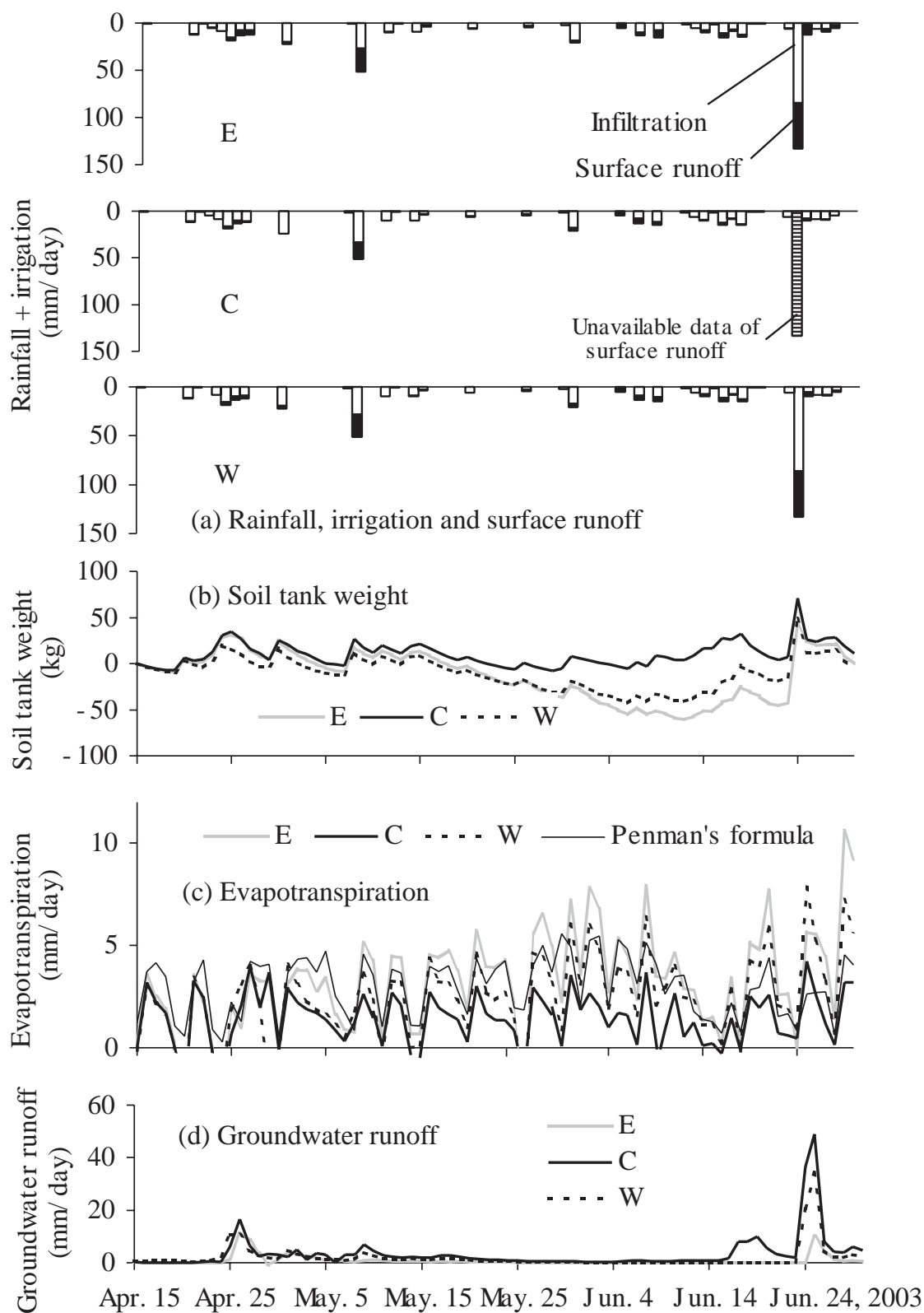


図 2.7 水収支観測結果 (2003 年)

表2.2 水・物質収支観測結果

	May 3 ~ Jul. 9, 2001						Jun. 10 ~ Aug. 14, 2002						Apr. 15 ~ Jun. 30, 2003					
	E	W	C	E	C		E	C	E	W	C		E	W	C			
Soil tank																		
Crop density (plant / m ²)	9	9	0	9	5		9	5	9	9	0		9	9	0			
Weight of corns (kg)	8.60	8.66	-	5.32	3.02				6.51	3.30	-				-			
Dry weight of corns (kg)	1.54	1.54	-	1.27	0.68				1.29	1.01	-				-			
Dry weight of caryopses (kg)	0.30	0.31	-	0.20	0.08				0.38	0.20	-				-			
Rainfall (mm)	295.0	295.0	295.0	269.0	269.0				436.0	436.0	436.0				436.0			
Irrigation (mm)	75.0	75.0	75.0	140.0	140.0				25.0	20.0	25.0				25.0			
Surface runoff (mm)	51.9	50.8	145.9	47.1	102.8				145.4	120.7	NaN							
Groundwater runoff (mm)	72.4	61.6	86.5	42.3	40.1				63.6	149.8	264.5							
Soil storage (mm)	-50.7	-54.3	-11.6	-55.1	-12.6				-0.3	-3.6	10.9							
Evapotranspiration, etc. (mm)	296.4	311.9	149.3	374.7	278.7				252.3	189.1	105.5							
Fertilizer (g)	30.0	63.9	30.0	13.6	10.0		13.6	10.0	38.0	42.0	37.0		14.0	18.0	13.0			
Storage in soil (g)	-	-	-	0.7	2.7		4.4	2.7	9.3	-11.7	17.1		8.1	-71.9	6.5			
Absorption by corns (g)	30.6	16.3	30.1	16.7	2.8		9.0	2.8	18.6	2.0	13.2		14.5	1.5	8.5			
Solute drawn with groundwater runoff (g)	-	-	-	0.4	0.1		0.2	0.1	5.4	0.9	0.4		7.0	25.4	0.8			
Residual, etc. (g)	-	-	-	-4.2	-3.9		0.0	4.5	4.8	50.9	6.3		-15.6	63.0	-2.8			

2.3.3 物質収支

表 2.2 に各土壌槽における物質収支の観測結果を併示する．なお，表面流出による槽外への栄養塩排出量はわずかであったため省略する．各計測値とくに P には，測定機器の精度の都合により誤差が含まれており，詳細な検討はできないが，次のことが明らかになる．

2002 年の土壌槽 E に投入された肥料については，地下水流出による槽外排出量は微量であり，N と K はほぼ全量，P は投入量の 24 % がトウモロコシに吸収されている．2002 年の土壌槽 C では，施肥量はいずれの物質も植物の吸収量を上まわっており，かなり多くの肥料が土壌中に残留している．2003 年の各土壌槽に投入された窒素は，半分以上がトウモロコシに吸収されているが，地下水流出による槽外排出が認められる．また，2001～2002 年の結果より，トウモロコシは乾燥重量 1kg を生産するために N, P, K がそれぞれ 10.7～29.5, 1.4～12.4, 7.9～19.6g 必要である．1965 年における Epstein の研究によると正常に生育している農作物に含まれる N, P, K は乾燥重量 1kg あたりそれぞれ 15, 2, 10g である³⁾ が，本研究の計測値はそれに近い結果が得られている．

2.4 まとめ

本章ではウェイングライシメータにトウモロコシを植栽し，自然気象条件下で水・物質収支観測を行った．本章で得られた結論をまとめると次のとおりである．

- (1) トウモロコシの成長によって増加する乾燥重量，丈，葉面積は，ロジスティック成長曲線 (2.1) 式で表わされる．
- (2) トウモロコシを 9 本植栽した土壌槽の蒸発散量は裸地の場合の 2.0～2.1 倍，裸地の表面流出量は植栽した土壌槽の 2.8～2.9 倍である．植物による土壌槽の水収支への影響は大きい．
- (3) トウモロコシを生育する際には，全乾燥重量の 187～409 倍，穀果乾燥重量の 663～3484 倍の水が蒸発散によって消費される．

- (4) Penman 法で算出される蒸発散量は、裸地からの蒸発量を過大に、トウモロコシの蒸発散量を過小に評価する。蒸発散量を算定するには土壤の乾燥や植物の成長による蒸発散への影響を考慮する必要がある。
- (5) トウモロコシの全乾燥重量 1kg をえるために N, P, K がそれぞれ 10.7 ~ 29.5, 1.4 ~ 12.4, 7.9 ~ 19.6g 必要である。

参考文献

- 1) Katou, H., Uchimura, K. and Clothier, B.E.: Unsaturated transient flow method for determining solute adsorption, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, Vol. 65, pp. 283-290, 2001.
- 2) 財団法人 日本土壌協会：土壌機能モニタリング調査のための土壌，水質及び植物体分析法，pp. 1-321, 2001.
- 3) Mohr, H. and Schopfer, P.:植物生理学，網野 真一，駒嶺 穆 監訳，シュプリンガーフェアラーク東京株式会社，pp. 1 - 598，1999.
- 4) Penman, H.L.:Natural evaporation from open water, bare soil and grass, *Proc. Roy. Soc. London*, Vol.A193, pp. 120-145，1948.
- 5) 大槻 恭一:講座 蒸発散 (その 8)，農業土木学会誌，vol. 57, No. 11, pp.1065-1071, 1989.
- 6) Gardner, W.R.:Some steady state solution of the unsaturated moisture equation with application to evaporation from a water table, *Soil Sci.*, Vol. 85, pp. 228-232, 1958.

第3章 土壌の物理特性と裸地面蒸発

3.1 概説

自然丘陵地や農地における蒸発散は植物葉面からの蒸散と土壌面からの蒸発で構成されている。地表面が植生で覆われているとき、土壌面からの蒸発は蒸散に比べて小さいため、無視されることが多い。しかし、土壌面からの蒸発は農地の塩類集積、沿岸帯水層への塩水侵入、農作物の成長阻害などの問題を引き起こす主要因であり、これらの対策を行うためには蒸発量の的確な算定が不可欠である。

土壌からの蒸発は、これまでに多くの研究が行われており、気象条件および土壌水分量によって大きく変化することが明らかにされている。気象条件を考慮した土壌面からの蒸発量の算定には Penman 法¹⁾ がよく用いられているが、第2章で述べたように Penman 法は土壌が乾燥すると蒸発量を過大評価する。それに対処するために、Penman 法で算出した蒸発量に補正定数を乗じて実蒸発量を求める方法がよく用いられる²⁾ が、その補正定数については残された問題点は少なくなく、理論的な検討が必要である。

乾燥した土壌面からの蒸発に関する基礎的な研究として、土壌中における水・水蒸気移動および土壌中の水蒸気が地表面を通過して大気中に拡散する現象を解析する数理モデルが、Philip and de Vries(1957)³⁾ をはじめ多数の研究者によって開発されている。しかし、それを用いるためには土壌中における水蒸気拡散係数、土壌水分がきわめて少ないときの土壌水分特性曲線および不飽和透水係数などの物理定数が必要であり、これらは測定が容易でない。土壌の乾燥が蒸発量に及ぼす影響を議論するためには、土壌が乾燥している状態の土壌物理特性を明らかにする必要がある。

本章では、土壌中の水・水蒸気移動機構を明らかにするとともに土壌面からの蒸発量を算定する数理モデルの構築を目的とする。まず、乾燥土壌を用いて室内実験を行い、水蒸気拡散係数、不飽和透水係数および土壌水分特性曲線を決定する。次に、得られた土壌物理定数を用いてウェイングライシメータにおける土壌中の水・水蒸気移動解析を行う。最後に、土壌水分量および気象データより蒸発量を算定する数理モデルについて検討する。

3.2 土壌中における水・水蒸気移動の基礎式

3.2.1 水蒸気移動

土壌中の水蒸気移動は (3.1) 式で表わされる³⁾ .

$$q_v = -D \frac{d\rho_v}{dz} \quad (3.1)$$

ここに, q_v :水蒸気移動量 ($\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$), D :土壌中の水蒸気拡散係数 ($\text{m}^2 \text{s}^{-1}$), ρ_v :水蒸気の絶対湿度 (kg m^{-3}), z :鉛直下向きを正とする地表面からの距離 (m) である. なお (3.1) 式は, 土壌中における気体の全圧勾配は0である, 水蒸気移動は Fick の法則に従う, 水蒸気の拡散移動は他成分ガスの移動の影響を受けないという仮定を用いて導かれたものである. 土壌中の水蒸気について連続式を導くと (3.2) 式が得られる.

$$\frac{\partial (a\rho_v)}{\partial t} = -\frac{\partial q_v}{\partial z} + Y \quad (3.2)$$

ここに, t :時間 (s), Y :単位体積あたりの蒸発量 ($\text{kg m}^{-3} \text{s}^{-1}$), a :体積表示の空気含有量 ($\text{m}^3 \text{m}^{-3}$) であり, 気相率と呼ばれている. (3.1), (3.2) 式より, 水蒸気移動の基礎式 (3.3) 式が得られる.

$$\frac{\partial (a\rho_v)}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(D \frac{\partial \rho_v}{\partial z} \right) + Y \quad (3.3)$$

3.2.2 水移動

土壌中の水移動は Darcy 則 (3.4) 式で表わされる.

$$q_l = -\rho_l K \left(\frac{d\psi}{dz} - 1 \right) \quad (3.4)$$

ここに, q_l :水移動量 ($\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$), K :不飽和透水係数 (m s^{-1}), ψ :マトリックポテンシャル (m), ρ_l :水の単位体積重量 (kg m^{-3}) である. 土壌中の水について連続式を導くと (3.5) 式が得られる.

$$\frac{\partial (\rho_l \theta)}{\partial t} = -\frac{\partial q_l}{\partial z} - Y \quad (3.5)$$

ここに, θ :土壌水分量 ($\text{m}^3 \text{m}^{-3}$) である. (3.4), (3.5) 式より, 水移動の基礎式 (3.6) 式が得られる.

$$S \frac{\partial \psi}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left\{ K \left(\frac{\partial \psi}{\partial z} - 1 \right) \right\} - \frac{Y}{\rho_l} \quad (3.6)$$

ここに， S :比水分容量 ($= \partial\theta/\partial\psi$, m^{-1}) である．

3.2.3 土壌中における蒸発・凝結

土壌中の水と水蒸気は局所的には熱力学的平衡状態である³⁾ とみなされ，(3.7) 式が成立する．

$$\rho_v = \rho_{sat} \exp\left(\frac{\psi g}{R_w T}\right) \quad (3.7)$$

ここに， T :温度 (K)， ρ_{sat} :温度 T における飽和の絶対湿度 (kg m^{-3})， R_w :水の気体定数 ($\text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$)， g :重力加速度 (m s^{-2}) である．(3.3)，(3.6) および (3.7) 式を解くことによって ψ ， Y ， ρ_v を得ることができる．また，他によく用いられる水・水蒸気移動の基礎式として Milly(1982) が提案した式⁴⁾ があるが，その式は (3.3)，(3.6) および (3.7) 式を用いて導かれたものである．

3.3 土壌物理特性の計測

3.3.1 ガス拡散係数

(3.3)，(3.6)，(3.7) 式を解くためには土壌中における水蒸気拡散係数，土壌水分特性曲線および不飽和透水係数が必要である．

(3.3) 式中のガス拡散係数 (D) は一定値ではなく，気相率 (a) によって変化することが知られている．土壌中におけるガス拡散係数の測定には，現地においては McIntyre and Philip(1964)⁵⁾，室内実験では Currie(1960)⁶⁾ が提案する方法がよく用いられている．計測に用いるガス成分は研究者によって様々であるが，水蒸気は土壌中で水の蒸発・凝結が生じやすいため拡散係数の計測が困難であることが知られている．

本研究では，Currie(1960) が提案する非定常法を参考にし，図 3.1 に示してある装置を用いて土壌中におけるガス拡散係数を測定した．ガス成分については，水に溶解しにくく，比較的容易に濃度計測が可能である酸素を用いた．水蒸気の拡散係数については，本研究では後述する酸素の拡散係数と気相率の関係 (3.14) 式が水蒸気についても成立するものとして取り扱うことにした．この仮定の妥当性については今後検討する必要があると考えている．

酸素の拡散係数の計測手順は次のとおりである．

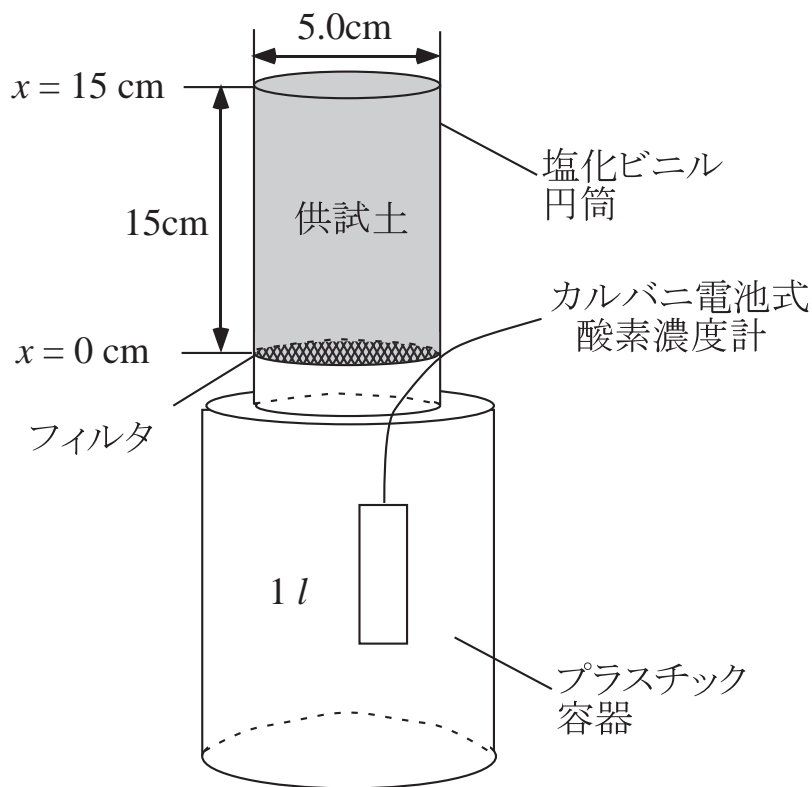


図 3.1 ガス拡散係数測定装置の概要

- (1) ステンレス製メッシュフィルタを下端に取り付けた内径 5cm , 高さ 15cm の塩化ビニル製円筒に土壌水分量を調整した供試土を充填する . 間隙率はライシメータの充填土壌と同じにする (0.36 ~ 0.37) .
- (2) 容積 1.0ℓ のプラスチック容器に酸素を充填し , 酸素濃度計により初期酸素濃度を計測する .
- (3) 円筒下端とプラスチック容器を結合して実験を開始し , 10 ~ 60 分間隔でプラスチック容器内の酸素濃度を計測する . なお , プラスチック内の空気圧は大気圧と等しく , 土壌中には圧力勾配による空気の流れは生じない .
- (4) 土壌水分量を調整して気相率を変化させ , (1) ~ (3) を繰り返し行う .

土壌中において酸素の発生や消失がないとき , 酸素の移動は (3.8) 式で表わされる .

$$\frac{\partial (aC)}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(D \frac{\partial C}{\partial x} \right) \quad (3.8)$$

ここに, C :土壌中の酸素濃度 (kg m^{-3}), x :下端を0とした上向き正の距離 (m) である. 気相率および拡散係数が変化しないとき (3.8) 式は (3.9) 式となる.

$$a \frac{\partial C}{\partial t} = D \frac{\partial^2 C}{\partial x^2} \quad (3.9)$$

供試土の上端は大気と接しているので, (3.9) 式の上端の境界条件には (3.10) 式が与えられる.

$$C(x = 15\text{cm}) = C_a \quad (3.10)$$

ここに, C_a :大気中の酸素濃度 (kg m^{-3}) である. (3.9) 式の下端の境界条件には, プラスチック容器の容積を $V(\text{m}^3)$, 円筒の横断面積を $A(\text{m}^2)$ とすると (3.11) 式が与えられる.

$$V \left. \frac{\partial C}{\partial t} \right|_{x=0} = AD \left. \frac{\partial C}{\partial x} \right|_{x=0} \quad (3.11)$$

ただし, ここではプラスチック容器内の酸素濃度は均一であり, 供試土下端の酸素濃度に等しいと仮定している. ガス拡散係数 (D) はプラスチック容器内の酸素濃度の計測値と (3.9) 式による計算値が一致するように決定される.

図 3.2 にプラスチック容器内の酸素濃度の計測結果を気相率 (a) ごとに示す. なお, 図中の濃度はプラスチック容器内の初期酸素濃度 (C_i) および大気中の酸素濃度 (C_a) を用いて無次元化してある. 気相率 (a) が大きくなるにつれて, プラスチック容器内の酸素濃度の減少速度が早くなっていることが分かる. 図 3.2 には気相率ごとに図中に示してある拡散係数を用いて (3.9) 式を数値的に解析した結果を併示してあるが, 酸素濃度の計測値と観測値はよく一致している.

土壌中における酸素の拡散係数と気相率の関係を図 3.3 に示す. なお, 土壌中における酸素の拡散係数 (D) は空気中のそれ (D_a) で除して無次元化してある. また, 同図には 1970 年に Currie, 1987 年に Campbell が提案した (3.12), (3.13) 式⁸⁾の結果を併示してある.

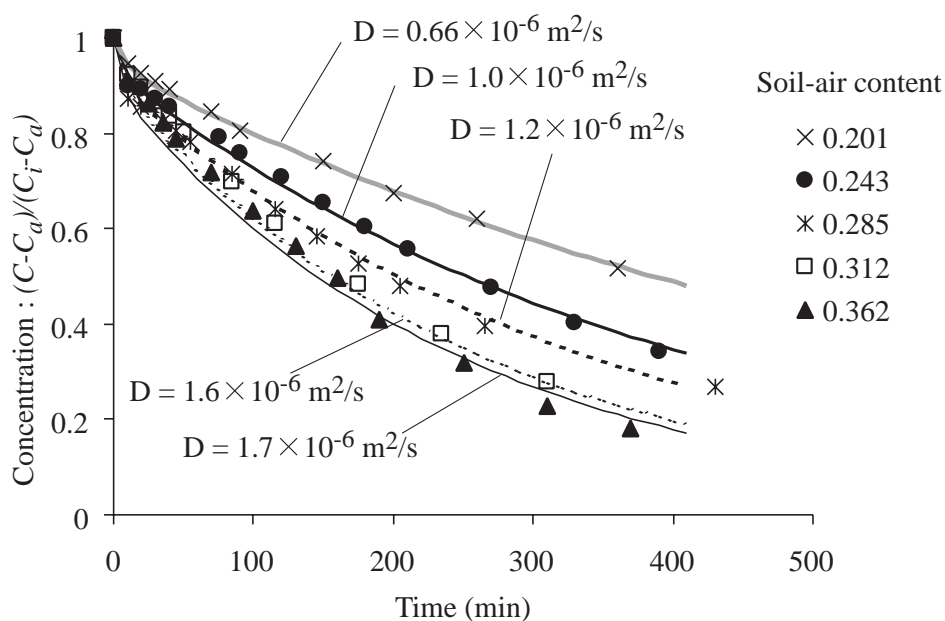


図 3.2 測定結果

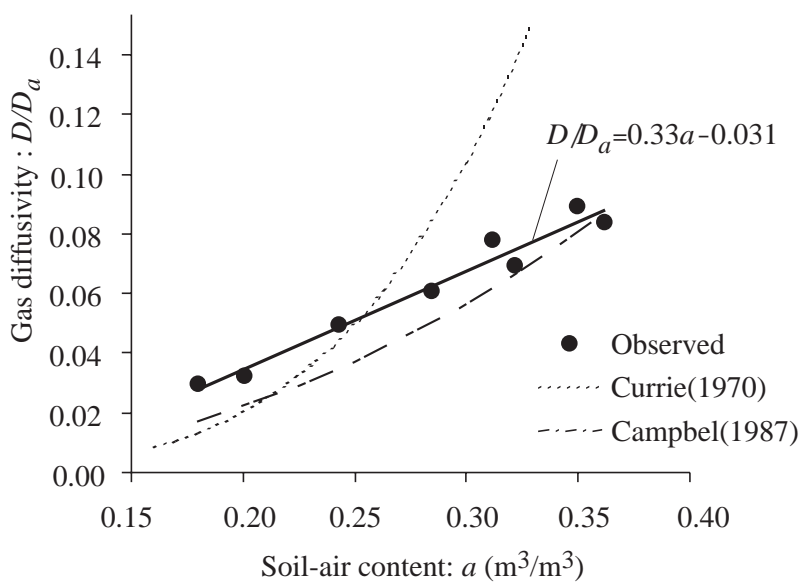


図 3.3 ガス拡散係数と気相率の関係

$$\frac{D}{D_a} = \left(\frac{a}{n}\right)^4 n^{3/2} \quad (3.12)$$

$$\frac{D}{D_a} = ba^m \quad (3.13)$$

ここに、 n :間隙率(ここでは0.36)、 b, m :定数であり、それぞれ0.9、2.3である。(3.13)式による計算値は計測値とほぼ一致しているが、(3.12)式の計算値は気相率が0.3以上の領域において計測値と差が見られる。この差は同じ間隙率・気相率でも土壌間隙の形状が異なることが原因と考えられる。本研究では、拡散係数と気相率の関係を図3.3に示してある直線(3.14)式で表わすことにする。

$$\frac{D}{D_a} = 0.33a - 0.031 \quad (0.18 \leq a \leq 0.36) \quad (3.14)$$

3.3.2 土壌水分特性曲線

岡・野口(1980)⁷⁾は ψ が0.0～-1.2mにおける供試土の土壌水分特性曲線を土柱法を用いて計測している。土柱法は ψ が0～-1m程度の土壌水分特性曲線の測定に適しているが、本研究で対象とする低水分領域における ψ の測定はできない。

本研究ではサクシオンが $10 \sim 10^4$ mの土壌水分特性曲線の測定に適しているといわれているサイクロメータ法⁸⁾を用いて土壌水分量の測定を行った。温・湿度計を設置したプラスチック容器(内径9.5cm、高さ15cm)に厚さが3cmになるように供試土を充填して密閉し、30℃の恒温室に6時間放置した。定常状態のプラスチック容器内の相対湿度・温度を計測した後、供試土を取り出して土壌水分量を測定した。

サイクロメータ法ではマトリックポテンシャルは(3.7)式より求められる。図3.4に間隙率0.36の土壌水分特性曲線の計測結果を岡・野口(1980)の土柱法による吸収過程における結果とともに示す。サクシオンが 10^2 m以上の測定は比較的容易であり、信頼できる結果が得られたが、 10^2 m以下では相対湿度が99%を上まわるため、恒温室中のわずかな温度変化が原因で湿度計に水滴が付着して計測ができなくなるなどの問題が生じ、有効な測定結果が得られなかった。この領域の土壌水分特性曲線を得るためには、吸引板法・加圧板法など他の手法で計測する必要がある。

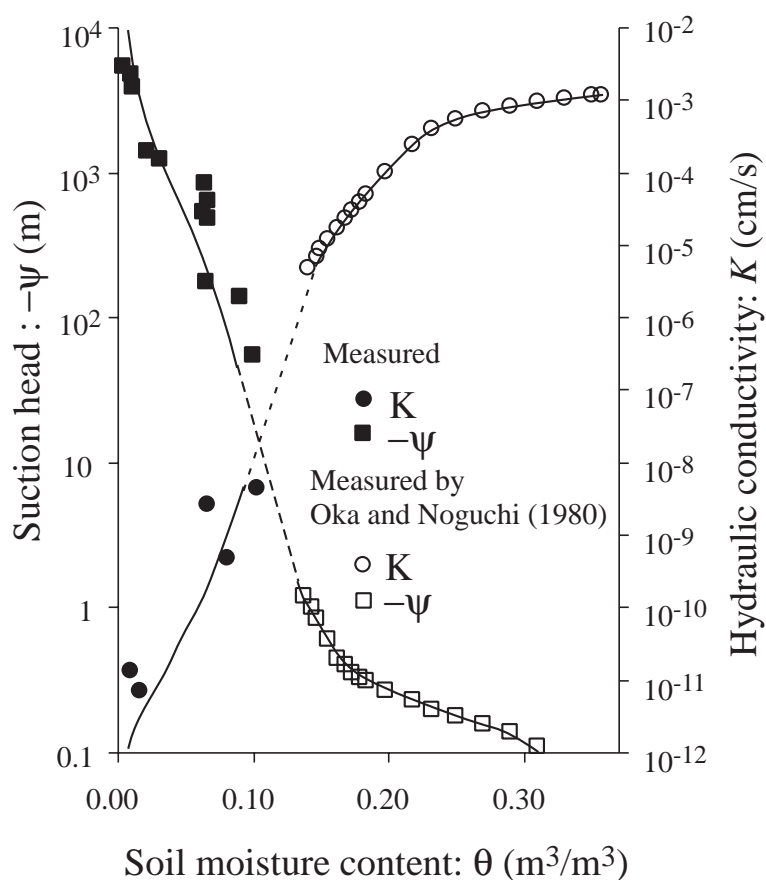


図 3.4 土壌物理特性

3.3.3 不飽和透水係数

不飽和透水係数の計測手法としては加圧板法，吸引板法，浸潤法など多数提案されている．しかし，土壌水分量が少なくなると，不飽和透水係数が急激に小さくなるうえに，水の移動のみでなく水蒸気の移動が無視できなくなるため，計測が困難になることが知られている⁸⁾．

本研究では土壌が著しく乾燥した状態における不飽和透水係数を決定するために図 3.5 に示してある装置を用いて実験を行った．内径 5.6cm，高さ 5.0cm の塩化ビニル製円筒を 10 個接続して供試土を充填する．この土壌柱の下端とプラスチック容器を結合し，温湿度計を用いて土壌柱下端から 2.5，7.5，17.5，27.5，47.5cm およびプラスチック容器内の相対湿度を 1～24 時間間隔で計測する．なお，プラスチック容器には土壌柱下端から水位までの距離が 5cm になるように水を入れ，土壌柱の上端は大気と接している．実験終了後に土壌柱を解体して，各位置の土壌水分量を測定する．

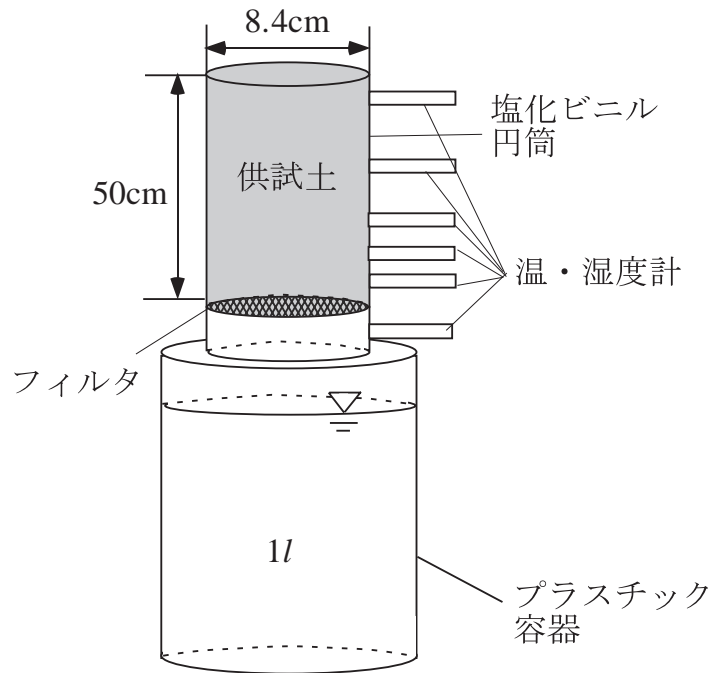


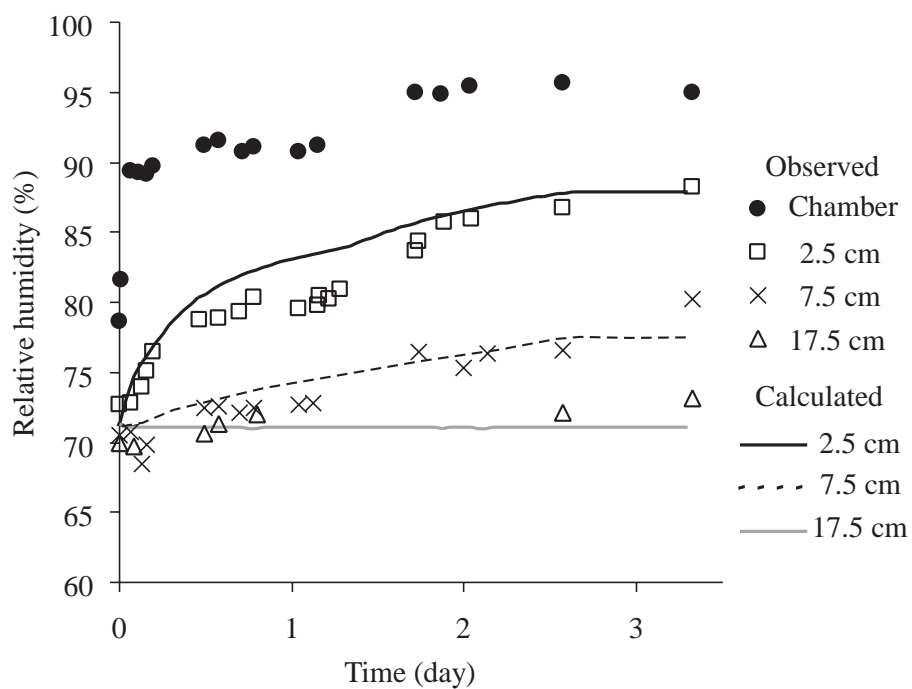
図 3.5 不飽和透水係数を測定するための実験装置

なお，土壌柱の高さ 50cm という値は，土壌柱上端における水蒸気の出入りが実験開始後 3 日間の 27.5cm における相対湿度に影響を及ぼさない高さであり，予備実験を行って決定されている．

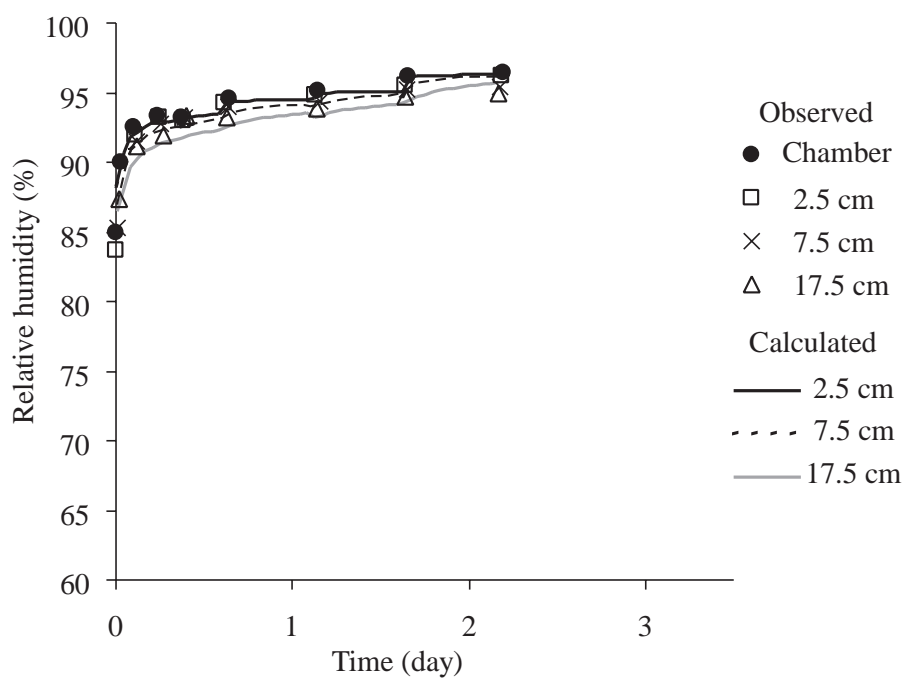
図 3.6 (a)(b) には初期土壌水分量 0.0091 および $0.0287 \text{ m}^3/\text{m}^3$ で実験を行って得られた高さ 2.5, 7.5, 17.5cm およびプラスチック容器中の相対湿度の計測値をそれぞれ示す．実験中の外気温度は $19 \sim 21$ であり，(a)(b) はそれぞれ 80, 53 時間で実験を終了している．間隙率はともに 0.36 であり，実験終了時の土壌水分量は最も多い下端から 5cm の区間においてそれぞれ $0.0217, 0.0753 \text{ m}^3/\text{m}^3$ である．

不飽和透水係数は (3.3), (3.6), (3.7) 式を数値的に解析し，高さ 2.5, 7.5, 17.5cm における相対湿度の計算値が測定値と一致するように決定される．なお，(3.3) 式の水蒸気拡散係数には D_a に大気中における水蒸気の分子拡散係数を与えた (3.14) 式を，土壌水分特性曲線には図 3.4 に示してあるものを用いる．

図 3.6 (a)(b) には不飽和透水係数を解析領域全体にそれぞれ 8.0×10^{-12} , $5.0 \times 10^{-9} \text{ cm/sec}$ を与えて計算を行った解析結果を併示してある．各高さにおける相対湿度の計算値は観測値と一致しており，それぞれの土壌水分量に対応する不飽和透水係数



(a) 初期土壌水分量 $0.0091\text{m}^3/\text{m}^3$



(b) 初期土壌水分量 $0.0287\text{m}^3/\text{m}^3$

図 3.6 相対湿度の計測結果

が得られた．土壌水分量を変えて実験を繰り返し行って得た不飽和透水係数の計測結果を既存の測定結果⁷⁾とともに図 3.4 に併示する．

この方法では土壌水分量がかなり小さいときの不飽和透水係数を得ることが可能であるが，1つの測定点を得るために3～4日とかなりの時間を必要とする，湿度が飽和状態に近づくとサイクロメータ法による土壌水分特性曲線のとときと同様の問題が生じて計測が困難になるなど，改善すべき問題が残されている．

3.4 土壌中における水・水蒸気移動解析

3.4.1 解析条件

得られた土壌物理特性を用いて2001年5月3日～7月9日における裸地の土壌槽Cの水・水蒸気移動解析を行う．(3.3)，(3.6)，(3.7)式を解くためには，地中温度が必要である．土壌槽の構造を考慮すると土壌中の熱移動は3次元であるが，そのような取り扱いは問題を極端に複雑にする．本研究では鉛直1次元の熱移動式(3.15)を数値的に解析した結果を与えることにした．

$$\frac{\partial}{\partial t} [\{\rho_s c_s (1 - \theta - a) + \rho_l c_l \theta + \rho_v c_v a\} T] + \frac{\partial}{\partial z} \{(c_v q_v + c_l q_l) T\} = \frac{\partial}{\partial z} \left(\lambda \frac{\partial T}{\partial z} \right) - lY \quad (3.15)$$

ここに， c_s ， c_l ， c_v ：それぞれ土粒子，水，水蒸気の比熱 ($\text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$)， λ ：熱伝導係数 ($\text{J s}^{-1} \text{m}^{-1} \text{K}^{-1}$)， l ：蒸発潜熱 (J kg^{-1}) である． c_s には 8.4×10^2 ($\text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$)⁹⁾ を用いた． λ は土壌水分量に依存するといわれているが，その評価手法は確立されていないため，ここでは一定値 $0.50(\text{J/s/m/K})$ ⁹⁾ を与えた．

解析領域は地表面 ($z = 0$) から深さ 1.2m ($z = 1.2$) までとした．(3.6) 式の解析では，地表面の境界条件として雨量・灌漑量が与えられる．

$$q|_{z=0} = - \left\{ K(\psi) \frac{\partial \psi}{\partial z} - 1 \right\} \bigg|_{z=0} = R \quad (3.16)$$

ここに， R ：雨量・灌漑量 (m s^{-1}) である．ただし，表層土壌が飽和して表面流出が生起するとき，地表面の境界条件には (3.17) 式が与えられる．

$$\psi|_{z=1.2} = 0 \quad (3.17)$$

このときの雨量・灌漑量の浸透成分は (3.16) 式において地表面の ψ が 0 になる $q|_{z=0}$ であり, 表面流出成分は雨量・灌漑量とその浸透成分の差より求めることができる. しかし, この方法で解析を行ったところ, 雨量・灌漑量の表面流出成分は観測値に比べて過小であり, 妥当な結果が得られなかった. この原因は, 土壌表面に難透水性被膜が形成され, これにより浸透量が減少することを考慮しなかったためと考えられた. ここでは, 観測結果より雨量・灌漑量の浸透成分を求め, それを (3.16) 式中の R に与えることにする.

領域下端は地下水面であるため, (3.6) 式の下端の境界条件は (3.18) 式となる.

$$\psi|_{z=1.2} = 0 \quad (3.18)$$

地下水流出量は (3.19) 式で算出される.

$$q_g = - \left\{ K(\psi) \frac{\partial \psi}{\partial z} - 1 \right\} \Big|_{z=1.2} \quad (3.19)$$

ここに, q_g : 地下水流出量 (m s^{-1}) である.

(3.3) 式の解析では, 地表面の境界条件として (3.20) 式が与えられる.

$$q_v|_{z=0} = - \left(D \frac{d\rho_v}{dz} \right) \Big|_{z=0} = -E_s \quad (3.20)$$

ここに, E_s は土壌 - 大気間の水蒸気移動量 ($\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$) であり, (3.21) 式で算出される.

$$E_s = \frac{\rho_{v0} - \rho_{va}(y)}{r_a} \quad (3.21)$$

ここに, y : 鉛直上向きを正とする地表面からの距離 (m), ρ_{v0} , ρ_{va} : それぞれ地表面, 地表面よりの高さ y の絶対湿度 (kg m^{-3}) である. r_a は地表面から高さ y までの空気力学抵抗 (s m^{-1}) であり, (3.22) 式を用いて算出される.

$$r_a = \frac{1}{\kappa^2 u(y)} \left(\ln \frac{y}{y_0} \right)^2 \quad (3.22)$$

ここに, κ : カルマン定数 ($=0.4$), u : 地表面からの高さ y における風速, y_0 : 粗度長である. y_0 には $1.0 \times 10^{-5} \text{m}^9$ を用いた. 土壌が乾燥してマトリックポテンシャルが低下すると (3.7) 式より ρ_{v0} が小さくなるため, (3.21) 式で算出される q_{v0} は減少することになる.

領域下端では水蒸気が飽和状態であると見なせるため，(3.3) 式の下端の境界条件は (3.23) 式となる．

$$\psi|_{z=1.2} = \rho_{sat}|_{z=1.2} \quad (3.23)$$

(3.15) 式の解析では，地表面の境界条件として (3.24) 式が与えられる．

$$\left\{ (c_v q_v + c_l q_l) T - \lambda \frac{\partial T}{\partial z} \right\} \Big|_{z=0} = c_l \rho_l R T_r - c_v E_s + G \quad (3.24)$$

ここに， T_r :雨水の温度 (K)， G :地中伝熱量 ($\text{J}/\text{m}^2/\text{s}$) である．雨水の温度 T_r は，大気と熱力学的平衡状態であると見なし，地表面より高さ 0.45m における湿球温度を与えた¹⁰⁾．降雨時には高さ 0.45，0.90，1.80m の湿球温度はほぼ一致しており，降雨時における地表面付近の湿球温度は高さに対する変化量が小さいので，高さ 0.45m の湿球温度を地表面における雨水の温度と見なしでも問題はないと考えられる．地中伝熱量 G は (3.25) 式で算出した．なお，潜熱は水の蒸発が土壌中で生じると考えて (3.15) 式右辺第 2 項で与えているため，(3.25) 式には含まれない．

$$G = R_n - H \quad (3.25)$$

H は顕熱 ($\text{J m}^{-2} \text{s}^{-1}$) であり，(3.26) 式で算出される．

$$H = \rho C_p \frac{T_0 - T_a(y)}{r_a(y)} \quad (3.26)$$

ここに， ρ :空気の単位体積重量 (kg m^{-3})， C_p :空気の定圧比熱 ($\text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$)， T_a :地表面からの高さ y における温度 (K) である．

(3.15) 式の下端の境界条件には (3.27) 式を与える．

$$\left\{ (c_v q_v + c_l q_l) T - \lambda \frac{\partial T}{\partial z} \right\} \Big|_{z=1.2} = -c_l \rho_l q_g T|_{z=1.2} \quad (3.27)$$

本研究では，上述の境界条件のもとに (3.3)，(3.6)，(3.7) および (3.15) 式を有限要素法を用いて数値的に解析し，各時刻における ρ_v ， ψ ， Y ， T の空間分布を求める．各時刻における ρ_v ， ψ ， Y ， T を求める手順は次のとおりである．

- (1) Y' に前時間ステップの Y を与える．
- (2) Y' を用いて (3.6) および (3.15) 式を解き， ψ ， T を求める．

- (3) (2) で得られた ψ および T を用いて (3.7) 式より ρ_v を求める .
- (4) (3) で得られた ρ_v を用いて (3.3) 式を解き , Y を求める .
- (5) $|Y' - Y|$ が $1.0 \times 10^{-6} \text{ day}^{-1}$ 未満であれば時間ステップを進め , (1) ~ (4) の計算を行う . そうでなければ Y' を $(Y' + Y) / 2$ に置き換えて (2) ~ (4) の計算を再度行う .

3.4.2 解析結果と考察

図 3.7 (a) ~ (h) にウェイングラシメータにおける雨量および灌漑量の観測値 , 土壌槽重量の変動 , 蒸発量 , 地下水流出量 , 深さ 10 , 30cm の土壌水分量および地中温度の観測値と計算値を示す . なお , (b) の土壌槽重量は計算開始時を 0 として示してある . 土壌槽重量 , 蒸発量 , 地下水流出量 , 土壌水分量 , 地中温度の計算値はそれぞれの観測値とよく一致している .

図 3.7 (c) には Penman 法 (2.2)(2.3) 式による蒸発量の計算値を併示してある . Penman 法による蒸発量は全体的に観測値より過大であるのに対し , 本手法による計算値は観測値と一致している . 2001 年 5 月 3 日 ~ 7 月 9 日の蒸発量の観測値 , 本手法による計算値 , Penman 法による計算値はそれぞれ 149 , 156 , 217mm であった . Penman 法による蒸発量は観測値に比べて 45 % 過大であるが , 本手法による計算値は観測値とほぼ一致し , ここで示した土壌物理定数および解析手法の妥当性が認められる .

図 3.8 および 3.9 に 6 月 9 日 11 ~ 12 時および 6 月 29 日 11 ~ 12 時の地表面から深さ 10cm までの水と水蒸気移動量の鉛直分布を示す . なお , 移動量は地表面から下層方向を正として表示してある . 6 月 9 日および 6 月 29 日は蒸発量の観測値と Penman 法による計算値の差が最も大きい 2 日であり , 表層土壌は乾燥していると考えられる . しかし , 図 3.8 および 3.9 を見ると , 下層から地表面への水移動は液体状態での移動が卓越しており , 気体状態の移動は微量であることが分かる . 解析対象期間の土壌中における水・水蒸気移動を調べたところ , 下層土壌から地表面へは液体状態の移動量は全水移動量の 99.7 % であった . 晴天が 10 日以上続いた場合や砂漠の条件では土壌中の水蒸気移動が無視できないといわれている⁹⁾ が , ラシメータにおける観測条件下における土壌面からの蒸発はその全量が下層の土壌水が液体状態で移動して地表面で気化したものであるといえる .

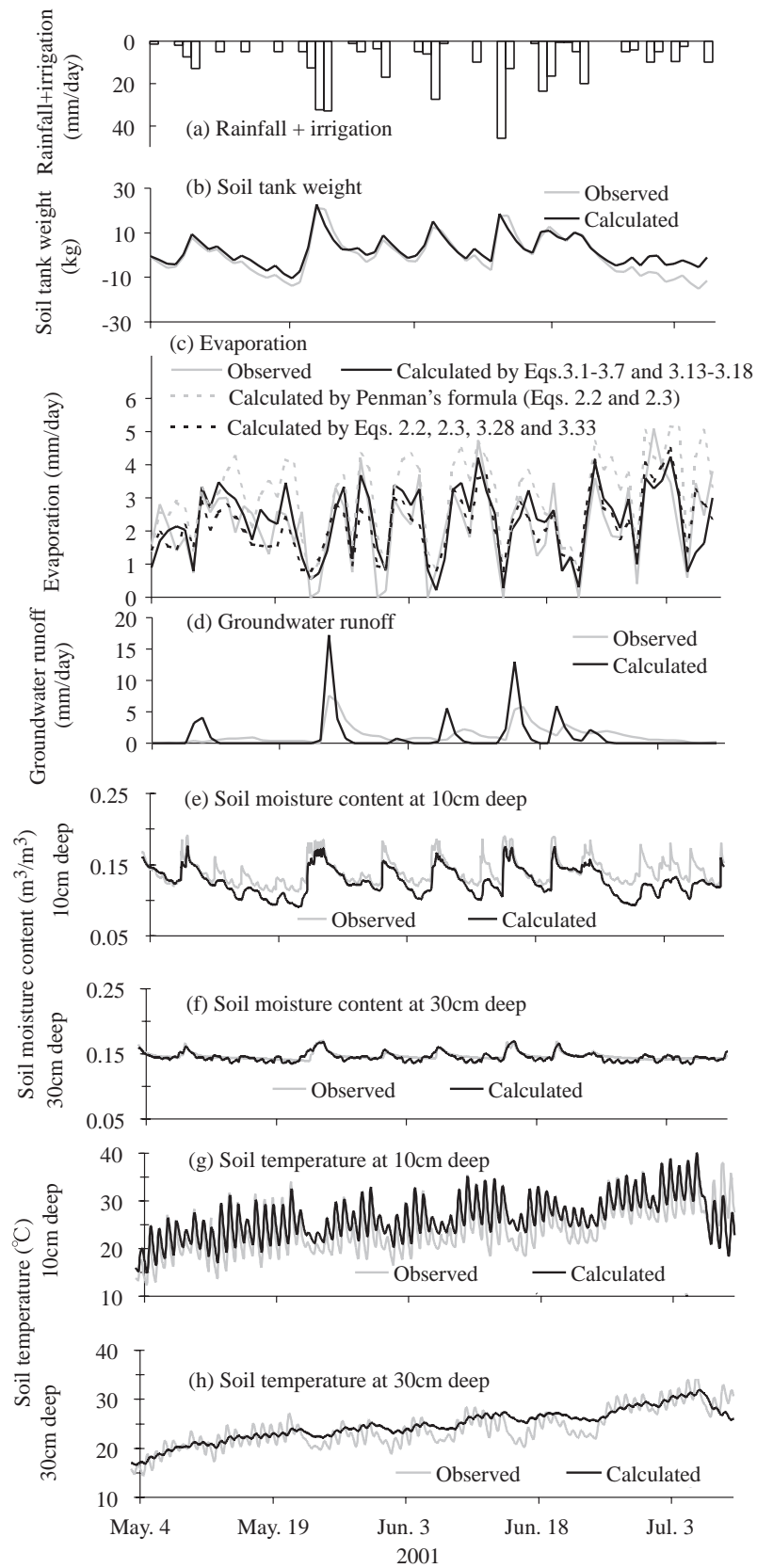


図 3.7 土壌中における水・水蒸気移動解析結果

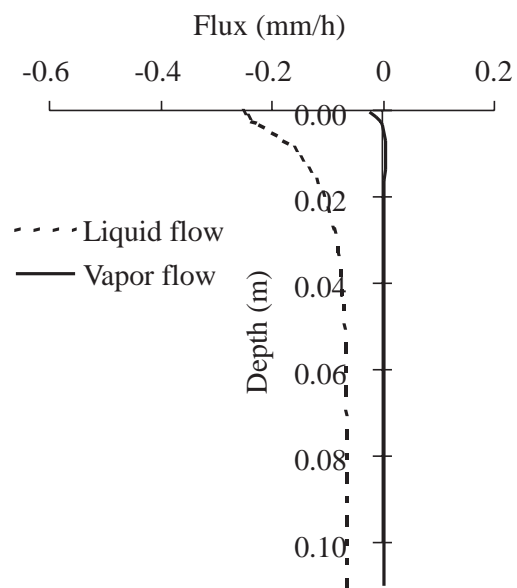


図 3.8 水・水蒸気移動量の鉛直分布 (2001 年 6 月 9 日 11 ~ 12 時)

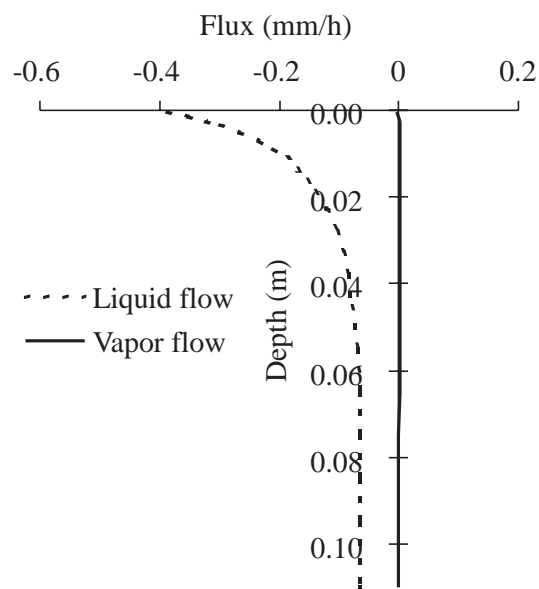


図 3.9 水・水蒸気移動量の鉛直分布 (2001 年 6 月 29 日 11 ~ 12 時)

3.5 土壌面からの蒸発量算定モデル

土壌中の水・水蒸気移動を考慮した蒸発量の算定手法の有用性・適用性は認められたが、この計算は煩雑であるうえに多くの物理定数を必要とするため、現地への適用には不向きである。

土壌面からの蒸発量の算定には、Penman 法による蒸発量 ET_p に蒸発係数 ϕ_s を乗じて蒸発量 E_s を求める (3.28) 式がよく用いられる²⁾。

$$E_s = \phi_s ET_p \quad (3.28)$$

蒸発係数 ϕ_s は 0~1 の値をとる土壌水分量の関数であるが、いずれの深さの土壌水分量を用いるかは研究者によって様々である。

ここではこれまでに得られた結果を応用して、土壌水分量と蒸発係数の関係について検討する。図 3.10 に深さ 0(地表面)、1、2、5、10、20cm の日平均土壌水分量の計算値と蒸発係数の関係を示す。いずれの深さも土壌水分量と蒸発係数に明確な関係が見られ、それぞれ (3.29)~(3.34) 式で表されることが分かる。

$$\phi_s(\theta_0) = \max\{0, \min(1, 5.44\theta_0 + 0.20)\} \quad (3.29)$$

$$\phi_s(\theta_1) = \max\{0, \min(1, 6.76\theta_1 + 0.01)\} \quad (3.30)$$

$$\phi_s(\theta_2) = \max\{0, \min(1, 7.55\theta_2 - 0.11)\} \quad (3.31)$$

$$\phi_s(\theta_5) = \max\{0, \min(1, 8.23\theta_5 - 0.28)\} \quad (3.32)$$

$$\phi_s(\theta_{10}) = \max\{0, \min(1, 8.96\theta_{10} - 0.48)\} \quad (3.33)$$

$$\phi_s(\theta_{20}) = \max\{0, \min(1, 11.67\theta_{20} - 0.99)\} \quad (3.34)$$

ここに、 $\theta_0, \theta_1, \theta_2, \theta_5, \theta_{10}, \theta_{20}$:それぞれ深さ 0, 1, 2, 5, 10, 20cm の日平均土壌水分量 ($\text{m}^3 \text{m}^{-3}$) である。深くなるにつれて土壌水分量に対する蒸発係数の変化量が大きくなり、蒸発量を正確に算定するにはより地表面に近い位置の土壌水分量と蒸発係数の関係を用いるのが望ましいといえる。

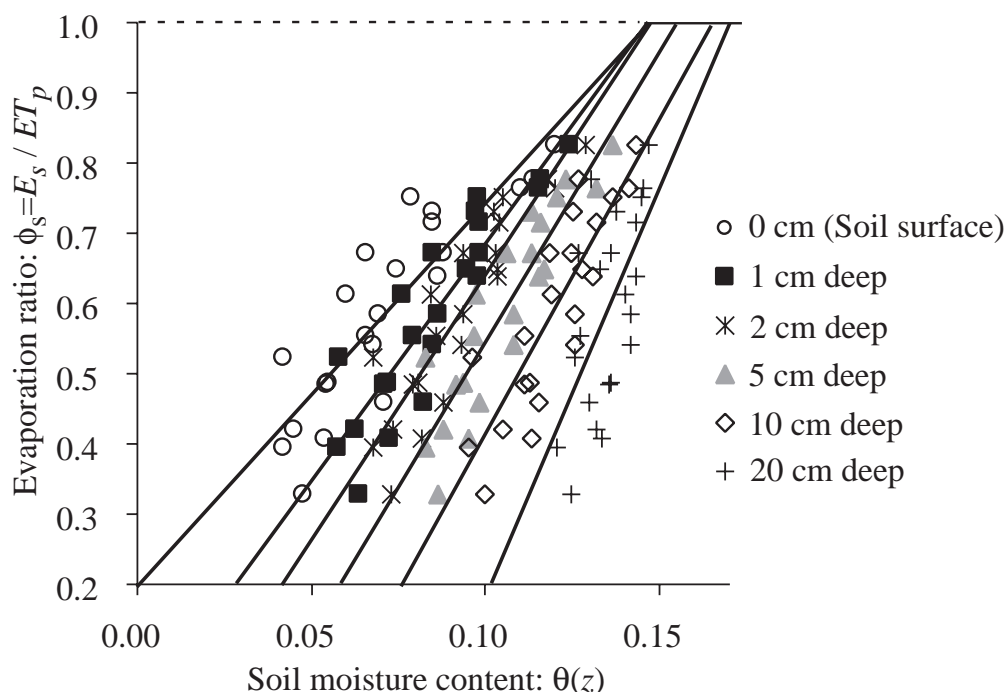


図 3.10 土壌水分量と蒸発量の関係

(3.28) および (3.29) ~ (3.34) 式を用いて 2001 年 5 月 3 日 ~ 7 月 9 日における裸地の土壌槽 C の蒸発量を算定し、各蒸発係数を用いたときの蒸発量の算定精度について検討する。図 3.11 に蒸発量の計算値と観測値の比較を示す。 $\phi_s(\theta_0), \phi_s(\theta_1), \phi_s(\theta_2)$ を用いた蒸発量の計算値はそれほど大きな違いは認められず、観測値に近い結果が得られている。 $\phi_s(\theta_5), \phi_s(\theta_{10}), \phi_s(\theta_{20})$ の蒸発量の計算値を見ると、蒸発量が 3 ~ 5mm/day のところで観測値と計算値の差が認められる。

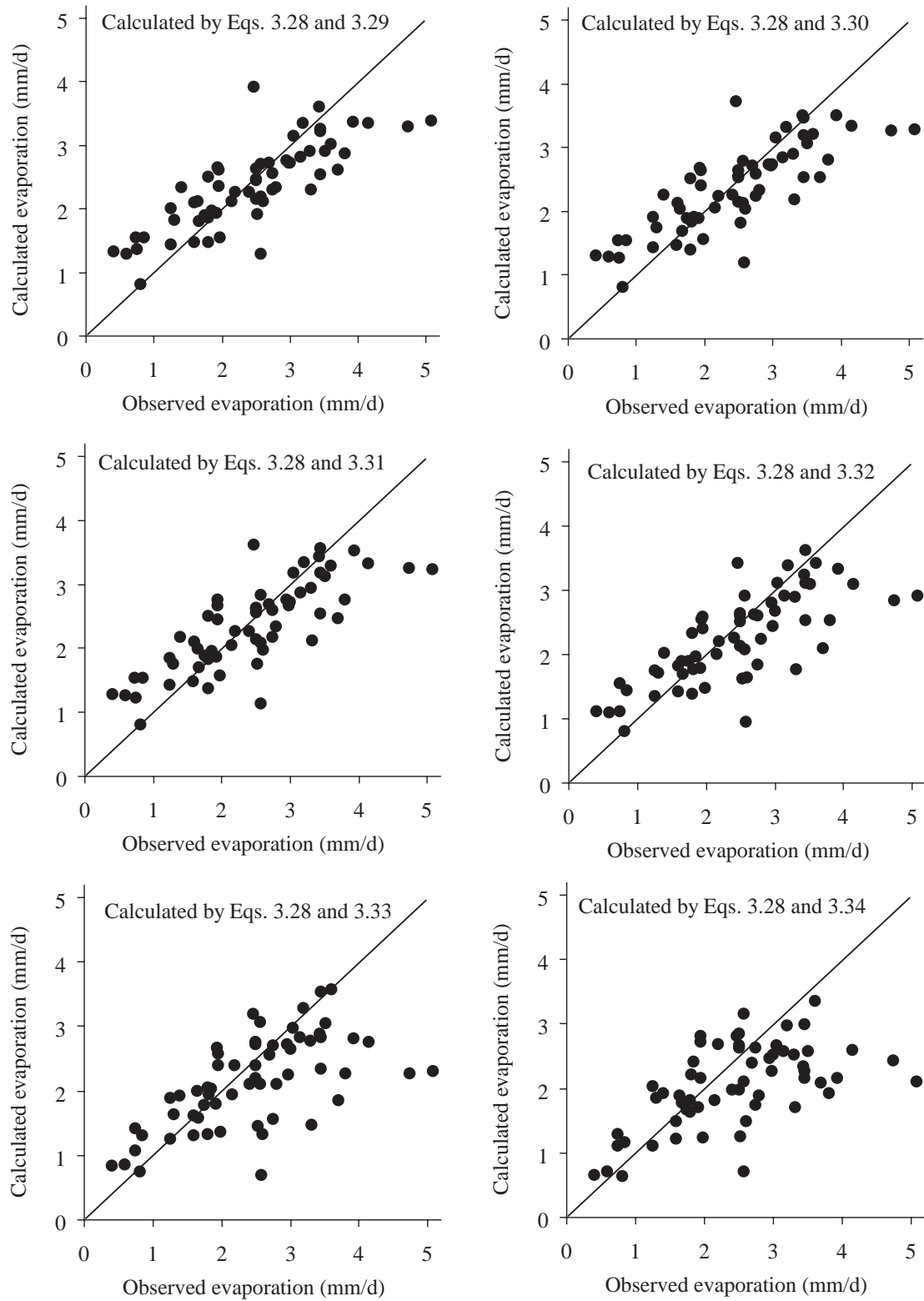


図 3.11 蒸発量の計算値と観測値の比較

表 3.1 に蒸発量の算定精度の比較を示す．蒸発量の計算値を見ると， $\phi_s(\theta_0)$ ， $\phi_s(\theta_1)$ ， $\phi_s(\theta_2)$ を用いたときは観測値とよく一致している． $\phi_s(\theta_5)$ ， $\phi_s(\theta_{10})$ ， $\phi_s(\theta_{20})$ を用いた計算値は観測値より 4.1，9.1，13.1 % 過小である．相関係数および絶対誤差を比較しても，地表面に近い土壌水分量を用いるほど蒸発量の算定精度が向上することが分かる．

図 3.7 (c) には $\phi_s(\theta_{10})$ を用いて算出した蒸発量を併示してある．地表面から 2cm までの薄い層における土壌水分量を連続測定するのは困難であるが，それと比較して計測が容易な深さ 10cm の土壌水分量を用いても有意な蒸発量の計算値が得られるといえる．

表 3.1 蒸発量の計算精度の比較

	Observed	Calculated					
		$\phi_s(\theta_0)ET_p$	$\phi_s(\theta_1)ET_p$	$\phi_s(\theta_2)ET_p$	$\phi_s(\theta_5)ET_p$	$\phi_s(\theta_{10})ET_p$	$\phi_s(\theta_{20})ET_p$
Evaporation (mm)	149.3	151.3	150.2	149.7	143.2	135.8	129.7
Correlation coefficient		0.86	0.86	0.85	0.82	0.74	0.71
Absolute error (mm/d)		0.53	0.52	0.52	0.55	0.61	0.68

3.6 まとめ

本章では，土壌水分量が少ないときの土壌物理特性を計測するとともに土壌中の水・水蒸気移動解析を行い，土壌面からの蒸発機構について議論した．さらに，Penman 法で算出される蒸発量を土壌水分量を用いて補正することによって土壌面からの蒸発量を算定する手法を提示・検討した．得られた結論をまとめると次のとおりである．

- (1) Currie(1960) が提案する非定常法を用いて土壌中におけるガス拡散係数を測定した．ガス拡散係数は気相率によって変化し，両者の関係は (3.14) 式で表わされる．
- (2) サイクロメータ法を用いて土壌水分特性曲線を測定した．サイクロメータ法はサクションが 10^2m 以上の土壌水分特性曲線の計測に実用的である．

- (3) 土壌中の水・水蒸気移動の室内実験を行い，土壌水分量が $0.10\text{m}^3/\text{m}^3$ より小さいところの不飽和透水係数を明らかにした．
- (4) 計測された土壌物理特性を用いてライシメータ土壌における水・水蒸気移動解析を行った．土壌槽重量，蒸発量，地下水流出量，土壌水分量，地中温度の計算値はそれぞれの観測値と一致した．
- (5) ライシメータにおける観測条件下では，土壌面からの蒸発はその全量が下層の土壌水が液体状態で移動して地表面で気化したものである．
- (6) (3.28) 式を用いて蒸発量を算定したところ，蒸発係数を地表面から深さ 2cm の土壌水分量を用いて評価したときは蒸発量の観測値の 1 %，5cm では 4 %，10cm では 9 % の誤差が生じる．

参考文献

- 1) Penman, H. L.: Natural evaporation from open water, bare soil and grass, Proc. Roy. Soc. London, Vol.. A193, pp.120-145, 1948.
- 2) 塚本 良則：森林水文学, 文永堂出版株式会社, pp. 1-319, 1992.
- 3) Philip, J.R. and de Vries, D.A.: Moisture movement in porous materials under temperature gradient, *Trans. Am. Geophys. Union.*, vol. 38, No. 7, pp.222-232, 1957.
- 4) Milly, P.C.D.: Moisture and heat transport in hysteretic, in homogeneous porous media: a matric head-based formulation and a numerical model, *Water Resour. Res.*, vol. 18, No. 3, pp.489-498, 1982.
- 5) McIntyre, D.S. and J.R. Philip: A field method for measurement of gas diffusion into soils, *Aust. J. Soil Res.*, vol. 2, pp.133-145, 1964.
- 6) Currie, J.A.: Gaseous diffusion in porous media, *Brit. J. Appl. Phys.*, vol. 11, pp. 318-324, 1960.
- 7) 岡 太郎, 野口 美具：不飽和浸透流の拡散係数と透水係数の測定，第 24 回水理講演会論文集, pp. 363 - 368, 1980.

48 第3章 土壤の物理特性と裸地面蒸発

- 8) 中野 政詩, 宮崎 毅, 塩沢 昌, 西村 拓: 土壤物理環境測定法, 東京大学出版会, pp. 1-236, 1995.
- 9) 近藤 純正: 水環境の気象学, 朝倉書店, pp. 1-350, 1994.
- 10) 小倉 義光: 一般気象学, 朝倉書店, pp.59-64, 1984.

第4章 植物の成長と蒸発散

4.1 概説

蒸発散は紀元前8世紀には概念的に認識されていたが、定量的な研究が開始されたのは17世紀といわれており、水文学、植物生理学および気象学等の学問分野を中心に議論されてきた。

気象学分野においては、地表面 - 大気の水・熱移動が気象予報の精度を左右するため、それについて研究が重ねられている。近年では、地球温暖化や異常気象の予測を行うため、グローバルスケール(地球規模)で地表面 - 大気の水・熱移動のモデル化が進み、それらの成果は実用化され、GCM(global circulation model)等に組み込まれている。自然丘陵地や農地の蒸発散モデルには、植物群落内の風速、温度、湿度の鉛直分布および熱収支を考慮して蒸発散量を求める多層モデル、それを単純化して植物の蒸散量と土壌面からの蒸発量を求める2層モデルがよく用いられている¹⁾。また、解析に必要な気象、地被、植生、表層土壌の水分量などの条件をリモートセンシングデータより与える研究も進められている。しかし、これらのモデルでは、気象条件と比較して植物の成長や土壌水分状態による蒸発散への影響が十分に反映されているとはいえず、問題として残されている。

植物生理学分野では、作物の水分欠乏が収量におよぼす影響を明らかにする目的で、植物体内の水移動が議論されている。ここでは、植物体内の水は根から葉まで途切れることなく連続であるというBöhmの凝集理論が適用され、植物体内の水移動は水ポテンシャル(水の化学ポテンシャルを水の部分モル体積で除したエネルギー量)の勾配によって生じるものとして取り扱われている²⁾。根の吸収から葉の蒸散に至る植物体内における水移動の数値モデルが多くの研究者によって提案されている³⁾が、成長とともに変化する各部位の物理定数をどのように決定するかが問題として残されている。

水文学分野における蒸発散の研究は流域水収支や灌漑用水量を正確に求めることを目的として展開されてきた。蒸発散量の算定法は、その実用性を重視して、蒸発散量の計測値にもとづいて導出された経験式を用いる方法が主として用いられてい

る．その代表的なものとしては Thornthwait 法，Hamon 法，Blaney-Criddle 法，作物係数法が挙げられ，いずれの手法も水面や湿った地表面の蒸発量もしくはある植物の蒸発散量を基準蒸発散量とし，蒸発散量は基準蒸発散量に植生条件や土壌の乾燥などの影響を反映した補正定数を乗じて求められる⁴⁾．第2章で述べた Penman 法による蒸発散量もその基準蒸発散量の一つとしてよく用いられており，Penman 法による蒸発散量の計算値とライシメータの観測値の差は補正が必要なことを裏付けているといえる．その補正定数の決定については残されている問題点が少なくなく，理論的な検討が必要である．

本章では，気象学，植物生理学，水文学において共通の課題である植物の成長と蒸発散の関係を明らかにすることを目的とする．まず，植物の成長が植物葉面からの蒸散量，地表面からの蒸発量にそれぞれ及ぼす影響を検討するために，stem heat balance method (SHB 法) による植物の茎内流量計測を行う．ここでは茎内流量を蒸散量と等しいものと見なしてライシメータの蒸発散量を蒸散量と地表面からの蒸発量に分離する．蒸発散量と植物の成長(乾燥重量，丈，葉面積)，風速および土壌の乾燥の関係を吟味した後，植物の成長，土壌水分量，気象条件を考慮した蒸発散モデルを提示する．本モデルをトウモロコシが植栽されているライシメータに適用し，モデルの妥当性を議論する．

4.2 茎内流量計測

4.2.1 Stem heat balance method(SHB 法)

熱を利用した茎内流量の測定は，1932 年に Huber が提案したヒートパルス法をはじめ，現在までに多くの手法が開発されている⁵⁾．本研究では茎を損傷させることなく計測が可能な stem heat balance method(SHB 法)⁶⁾を採用した．

写真 4.1 に茎内流量計測装置の設置状況を，図 4.1 に計測装置の概要を示す．本研究では植物茎に幅 5 のヒータと 6 個のサーミスタを図 4.1 に示してあるように配置し，1 分間隔で各点の温度を計測した．ヒータおよびサーミスタは地表面から 20～30cm の位置に取り付けられており，それらは断熱材(スポンジ)で覆われている．また，断熱材の表面は日射による影響を受けないように反射材で被覆されている．



写真 4.1 茎内流量計測装置の設置状況

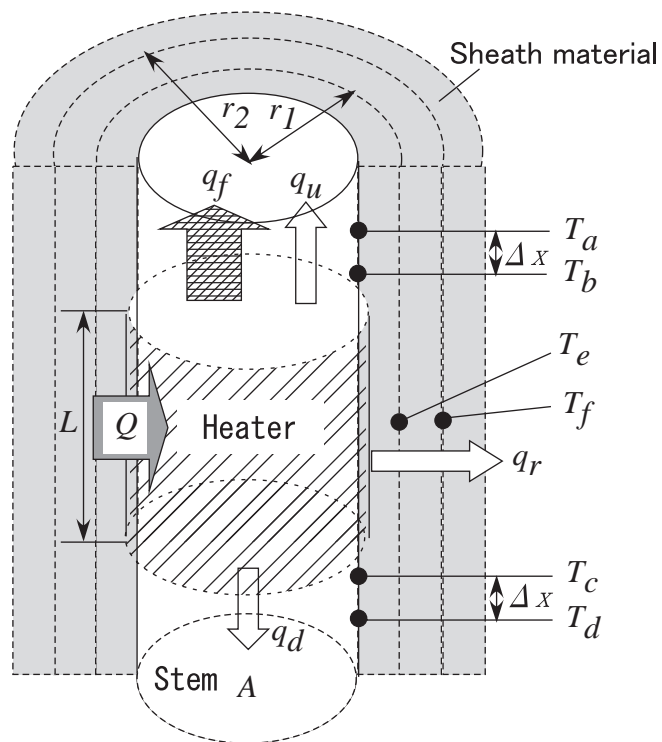


図 4.1 茎内流量計測装置の概要 (SHB 法)

SHB 法では茎の一部を加熱し，加熱した部位の熱収支より茎内流量が算定される．ヒータの熱量を $Q(\text{J s}^{-1})$ としたとき，(4.1)～(4.5) 式に示してある熱収支式が成立する．

$$Q = q_f + q_u + q_d + q_r \quad (4.1)$$

$$q_f = c_w F (T_b - T_c) \quad (4.2)$$

$$q_u = \lambda A (T_b - T_a) / \Delta x \quad (4.3)$$

$$q_d = \lambda A (T_c - T_d) / \Delta x \quad (4.4)$$

$$q_r = \frac{2\pi\lambda_s L (T_e - T_f)}{\ln(r_2/r_1)} = k (T_e - T_f) \quad (4.5)$$

ここに， q_f : 茎内流によって輸送される熱量 (J s^{-1})， q_u ， q_d : それぞれ伝導によって上方，下方に失われる熱量 (J s^{-1})， q_r : 周囲の断熱材を通して空気中に失われる熱量 (J s^{-1})， F : 茎内流量 (g s^{-1})， c_w : 水の比熱 ($= 4.186 \text{ J g}^{-1} \text{ K}^{-1}$)， $T_{a\sim f}$: 図 4.1 に示してある位置 $a \sim f$ の温度 (K)， A : 茎の横断面積 (m^2)， λ ， λ_s : それぞれ茎，断熱材の熱伝導率 ($\text{J m}^{-1} \text{ s}^{-1} \text{ K}^{-1}$)， L : ヒータの幅 (m)， Δx ， $r_{1,2}$: それぞれ図 4.1 に示してある距離 (m)， $k = 2\pi\lambda_s L / \ln(r_2/r_1)$ である．(4.1)～(4.5) 式を茎内流量 F についてまとめると (4.6) 式を得る．

$$F = \frac{Q - \lambda A (T_b - T_a + T_c - T_d) / \Delta x - k (T_e - T_f)}{c_w (T_b - T_c)} \quad (4.6)$$

ただし，茎内流量が0の時にはヒータ上下の温度分布は等しくなるため， $T_b = T_c$ となり(4.6)式は成立しない．また，低流量時は $T_b \approx T_c$ となるため，そのまま(4.6)式を用いると茎内流量は過大に算出される傾向にあることが知られている．ここでは，Grime *et al.*(1999)⁷⁾を参考に， $|T_b - T_c| < 1.0\text{K}$ かつ $|q_f| < 0.2Q$ が成立する時は $F = 0$ とした．

4.2.2 計測結果

2001年6月1～8日，6月12～22日，2002年6月23～30日，7月12日～8月13日にトウモロコシの茎内流量を測定した．茎内流量の算出に用いた定数を表4.1に示す． λ はほとんどの植物茎において $0.54\text{Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ であると言われている⁸⁾． λ_s には，測定した結果より， $0.055\text{Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ を用いた．

表4.1 茎内流量の算定に用いた定数

	$Q(\text{J/s})$	$A(\text{cm}^2)$	$r_1(\text{cm})$	$r_2(\text{cm})$	$k(\text{J/s K})$
Jun. 1-8, 2001	0.414	4.71	1.82	2.42	0.060
Jun. 12-22, 2001	0.285	5.28	1.90	2.50	0.063
Jun. 23-30, 2002	0.221	2.14	1.43	2.03	0.049
Jul. 12-31, 2002	0.221	2.49	1.49	2.09	0.051
Aug. 1-13, 2002	0.221	2.49	1.51	2.11	0.052

$$L = 5\text{cm}, \lambda = 0.54 \text{ J/s m K}, \lambda_s = 0.055 \text{ J/s m K}, \Delta x = 1.5\text{cm}$$

図4.2 および4.3にそれぞれ2002年6月26～28日，7月20～22日における茎内流量の計測値と土壌槽Eの蒸発散量の比較を示す．また，表4.2に2001年6月2・3日，6月16～18日，2002年6月26～28日，7月20～24日，8月2・3日，8月5～9日，8月11～13日の7期間における茎内流量($E_{pobs.}$)，トウモロコシを9本植栽した土壌槽(2001年はW，2002年はE)の蒸発散量($ET_{obs.}$)と深さ10 の日平均土壌水分量(θ_{10})を示す．

図4.2の6月28日と図4.3の7月21日を比較すると，両日の有効放射量($R_n - G$)，飽差($e_s - e$)および風速($u_{1.85}$)にはそれほど差は見られないが，7月21日の茎内流量は6月28日より大きく，その値は表4.2より6月28日の2倍であることが分かる．これはトウモロコシの成長によって蒸散量が増加することを示している．

図 4.2 および 4.3を見ると, 7月 20~22 日の茎内流量は蒸発散量とほぼ一致しているが, 6月 26~28 日では, 両者の変動の傾向は一致するものの, 全体的に茎内流量は蒸発散量より小さいことが分かる. 茎内流量は蒸散量と等しいと見なすと, 茎内流量と蒸発散量の差は地表面からの蒸発量と考えられる. 表 4.2 の 6月 26~28 日と 7月 20~22 日の深さ 10 の土壤水分量には大きな差が見られないことより, トウモロコシの成長初期段階である 6月 26~28 日では地表面からの蒸発量は無視できないが, 成長するにつれて地表面からの蒸発量は小さくなるといえる. 表 4.2 には土壤槽の蒸発散量と茎内流量の差より求めた地表面からの蒸発量 ($E_{sobs.}$) および蒸発散量に対する地表面からの蒸発量の割合 ($E_{sobs.}/ET_{obs.}$) を併示してある. 同じ期間内で $E_{sobs.}/ET_{obs.}$ を比較すると, $E_{sobs.}/ET_{obs.}$ は土壤水分量 θ_{10} が減少するにつれて小さくなることが分かる. これは, 土壌が乾燥するにつれて地表面からの蒸発量が減少することを示している.

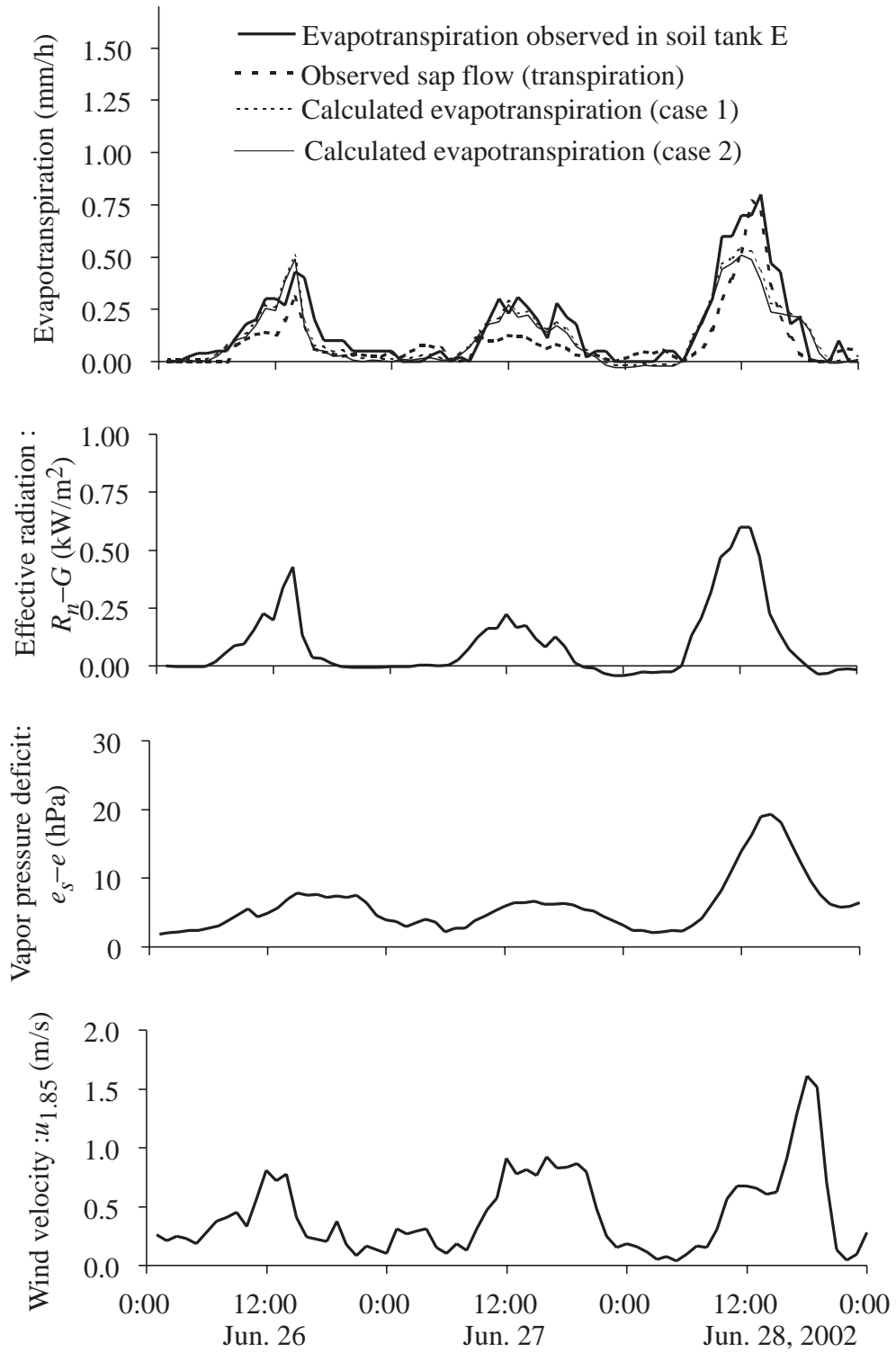


図 4.2 茎内流量と蒸発散量の比較 (2002 年 6 月 26 ~ 28 日)

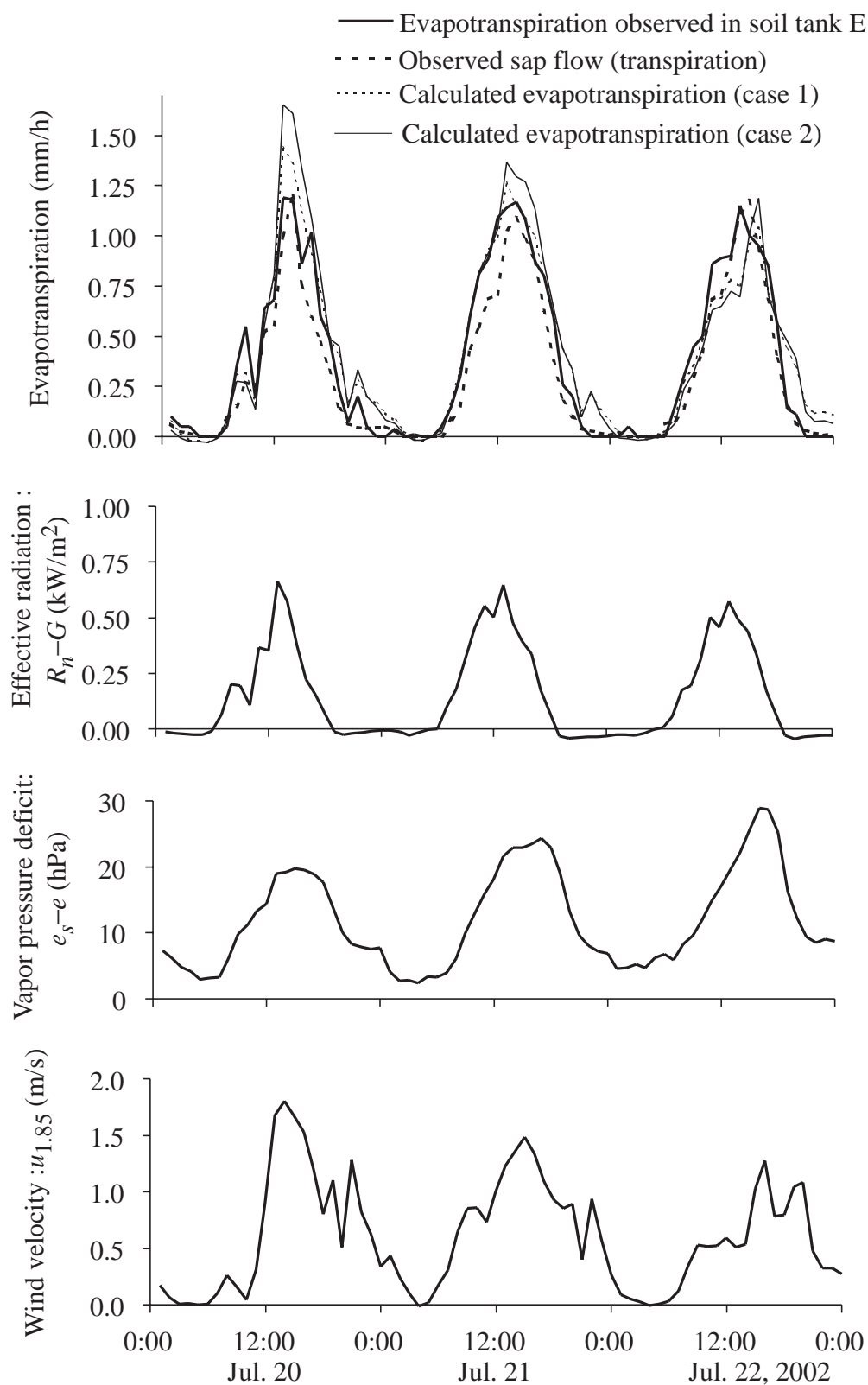


図 4.3 茎内流量と蒸発散量の比較 (2002 年 7 月 20 ~ 22 日)

表 4.2 茎内流量の計測結果

		<i>h</i>	<i>LAI</i>	<i>P</i>	θ_{10}	Θ	$ET_{obs.}$	$E_{p\ obs.}$	$E_{s\ obs.}$	$E_{s\ obs.}/ET_{obs.}$	<i>ET</i>	E_p	E_s
2001	Jun. 2	0.90	3.0	9.9	0.12	0.13	6.8	5.4	1.4	0.21	6.6	5.4	1.2
	Jun. 3			10.1	0.10	0.12	6.3	6.3	0.0	0.00	5.6	5.3	0.3
	Jun. 16			10.0	0.14	0.15	7.8	6.2	1.6	0.20	7.1	5.7	1.4
	Jun. 17	1.60	4.3	9.7	0.12	0.14	8.2	7.2	1.0	0.12	7.9	7.0	0.9
	Jun. 18			9.3	0.10	0.12	6.1	6.1	0.0	0.00	6.3	6.1	0.2
2002	Jun. 26			8.7	0.15	0.15	3.2	1.6	1.6	0.50	2.6	1.3	1.3
	Jun. 27	0.65	1.7	9.3	0.14	0.15	2.6	1.4	1.2	0.46	2.6	1.6	1.0
	Jun. 28			9.8	0.12	0.14	5.5	4.0	1.5	0.26	4.8	3.0	1.7
	Jul. 20			11.3	0.15	0.17	8.6	6.7	1.9	0.22	9.2	6.9	2.3
	Jul. 21			10.9	0.14	0.15	10.1	8.0	2.1	0.21	10.6	8.4	2.3
	Jul. 22	1.60	2.8	10.4	0.12	0.14	8.9	7.9	1.0	0.11	8.3	7.1	1.2
	Jul. 23			9.9	0.11	0.13	9.2	8.0	1.2	0.14	7.1	6.3	0.8
	Jul. 24			9.4	0.10	0.11	9.2	8.3	0.9	0.10	7.4	7.0	0.5
	Aug. 2	1.60	2.5	5.1	0.11	0.11	5.0	4.5	0.5	0.10	5.5	5.0	0.5
	Aug. 3			4.7	0.11	0.11	6.8	5.3	1.5	0.22	5.3	4.8	0.5
	Aug. 5			4.0	0.15	0.16	10.0	6.0	4.0	0.40	10.1	7.4	2.7
	Aug. 6			3.6	0.13	0.14	8.1	6.0	2.1	0.26	8.4	6.6	1.9
	Aug. 7	1.60	2.4	3.3	0.12	0.13	7.4	5.7	1.7	0.23	8.3	7.0	1.3
	Aug. 8			3.0	0.11	0.12	5.5	4.5	1.0	0.18	5.8	5.1	0.7
	Aug. 9			2.8	0.11	0.11	4.1	3.5	0.6	0.16	4.5	3.9	0.5
	Aug. 11			2.3	0.13	0.13	6.9	3.8	3.1	0.45	6.1	4.4	1.7
	Aug. 12	1.60	2.2	2.1	0.13	0.13	3.9	1.8	2.1	0.54	3.0	1.8	1.2
	Aug. 13			1.9	0.13	0.13	6.1	2.7	3.4	0.56	5.5	3.4	2.1

h : Observed results of crop height (m), *LAI* : Observed results of leaf area index (m²/m²), *P* : Increase in dry weight of corns per unit leaf area (g/day m²),
 θ_{10} : Soil moisture content at 10cm deep in Soil-tank W in 2001/ E in 2002 (m³/m³), Θ : Soil moisture content in root zone (m³/m³),
 $ET_{obs.}$: Observed evapotranspiration at Soil-tank W in 2001/ E in 2002 (mm/day), $E_{p\ obs.}$: Observed transpiration (= sap flow, mm/day),
 $E_{s\ obs.}$: Observed evaporation from soil surface (= $ET_{obs.} - E_{p\ obs.}$, mm/day), *ET* : Calculated evapotranspiration (= $E_p + E_s$, mm/day),
 E_p and E_s : Calculated transpiration and evaporation, respectively (mm/day).

4.3 植物の成長を考慮した蒸発散モデル

4.3.1 蒸発散量算定式

植物葉面からの蒸散量を算定する手法として Penman-Montieth 式⁹⁾ (4.7) がある .

$$ET = \phi \left\{ \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \frac{R_n - G}{l} + \frac{\rho C_p (e_s - e) / r_a}{l (\Delta + \gamma)} \right\} \quad (4.7)$$

ここに , *ET*: 蒸発散量 (m s⁻¹) , ρ : 空気の密度 (g m⁻³) , C_p : 空気の定圧比熱 (J g⁻¹ K⁻¹) , r_a : 空気力学抵抗 (s m⁻¹) , ϕ : (4.8) 式で表わされる 0~1 の値をとる無次元定数である .

$$\phi = \frac{\Delta + \gamma}{\Delta + \gamma (1 + r_c / r_a)} \quad (4.8)$$

ここに, r_c : 気孔抵抗 (s m^{-1}) である. 植生地からの蒸発散量を求めるときには, 植物群落を1枚の大きな葉と見なして Penman-Montieth 法が適用される. この場合の r_c は群落抵抗と呼ばれ, 植物の種類や成長, 植栽密度および気孔の開閉などの条件による蒸発散量への影響を表わす定数となるが, その決定は困難であることが知られている. 土壌が十分に湿っているときには群落抵抗が無視され, (4.7) 式は (4.9) 式となる.

$$ET^* = \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \frac{R_n - G}{l} + \frac{\rho C_p (e_s - e) / r_a}{l (\Delta + \gamma)} \quad (4.9)$$

ここに, ET^* : 群落抵抗が無視できる蒸発散量 (m s^{-1}) であり, ここでは可能蒸発散量と呼ぶことにする. 空気力学抵抗 r_a の代わりに風速関数 f を用いて表わすと (4.10) 式となる.

$$ET^* = \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \frac{R_n - G}{l} + \frac{\gamma}{\Delta + \gamma} f (e_s - e) \quad (4.10)$$

Penman-Montieth 法は蒸発散量を算出する手法であるが, 葉面からの蒸散量と地表面からの蒸発量を分離して算定することはできない. そのような意味で, Penman-Montieth 法は単層モデル (単葉モデル, ビッグリーフモデル) とも呼ばれている. しかし, ライシメータの蒸発散量および茎内流量の観測結果に見られるように植物の成長とともに蒸散量は増加, 地表面からの蒸発量は減少しており, 蒸発散量を精度よく算定するためには, 植物の成長による影響を考慮して蒸散量, 地表面からの蒸発量を分離して求める必要がある.

本研究で提示する蒸発散モデルでは, 後述する (4.12) ~ (4.15) 式より植物葉面からの蒸散量と地表面からの蒸発量を算出する. Feddes *et al.* (1974)¹¹⁾ は, 可能蒸発散量 ET^* を可能蒸散量 E_p^* (気孔抵抗が無視できる蒸散量, m s^{-1}) と可能蒸発量 E_s^* (十分に湿った土壌からの蒸発量, m s^{-1}) の和としている.

$$ET^* = E_p^* + E_s^* \quad (4.11)$$

地表面からの可能蒸発量 E_s^* の算出には, 地表面に到達する日射量が植物の葉面積の増加によって小さくなることを考慮した (4.12) 式を用いる¹²⁾.

$$E_s^* = \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \frac{R_n - G}{l} \exp(-\alpha LAI) \quad (4.12)$$

ここに, LAI : 葉面積指数 ($\text{m}^2 \text{m}^{-2}$), α : 吸光係数 (dimensionless) である. 裸地のときの LAI は 0 であるが, そのときの (4.12) 式右辺は Penman 法 (2.2) 式の右辺第 2 項を無視したものと等しくなる. 2001 年 5 月 3 日 ~ 7 月 9 日, 2002 年 6 月 10 日 ~ 8 月 14 日の気象条件では, (2.2) 式の右辺第 2 項は Penman 法で算出される蒸発量の 23 % であり, 第 1 項と比較して小さいこと, 植物が成長するにつれて地表面からの蒸発量は風の影響を受けにくくなることを考慮すると, 風速による土壌面からの蒸発量への影響を無視して (4.12) 式で蒸発量を算定することはとくに問題とならないと考えられる. (4.10) ~ (4.12) 式より, 可能蒸散量 E_p^* は (4.13) 式で算出される.

$$E_p^* = \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \frac{R_n - G}{l} \{1 - \exp(-\alpha LAI)\} + \frac{\gamma}{\Delta + \gamma} f(e_s - e) \quad (4.13)$$

土壌が乾燥すると地表面からの蒸発量および葉面からの蒸散量は減少することが知られている. ここでは, 蒸散量 E_p および地表面からの蒸発量 E_s をそれぞれ (4.14), (4.15) 式で表わす.

$$E_p = \phi_p(\theta) E_p^* \quad (4.14)$$

$$E_s = \phi'_s(\theta) E_s^* \quad (4.15)$$

ここに, ϕ_p , ϕ'_s : 0 ~ 1 の値をとる無次元定数であり, ここではそれぞれ蒸散係数, 蒸発係数と呼ぶことにする.

4.3.2 植物の成長および土壌の乾燥が及ぼす地表面からの蒸発量への影響

蒸発係数と土壌水分量

蒸発係数が表層土壌の含水量によって変化することは第 3 章で述べた. しかし, 第 3 章で検討した蒸発係数 ϕ_s は Penman 法 (2.2)(2.3) 式で算出される蒸発量に乗じて土壌面からの蒸発量を求めるものであるため, (4.15) 式で定義される蒸発係数 ϕ'_s について検討する必要がある. ここでは, ADR 土壌水分計で測定できる地表面に最も近い深さ 10 cm における土壌水分量と蒸発係数の関係を調べた. なお, 深さ 10cm の土

壤水分量を用いて土壌面からの蒸発量を算定することの妥当性については第3章で検証している。

裸地 (2001 年土壌槽 C) における蒸発量 E_s , (4.12) 式より得られる E_s^* を (4.15) 式に代入して算出した蒸発係数 ϕ'_s を深さ 10 cm における日平均土壌水分量 θ_{10} についてプロットすると図 4.4 が得られた。なお, (4.12) 式中の LAI は裸地であるため 0 である。 ϕ'_s と θ_{10} の関係は (4.16) 式で近似できる。

$$\phi'_s(\theta_{10}) = \max \{0, \min (1, 15.66\theta_{10} - 1.38)\} \quad (4.16)$$

図 4.4 には第3章で述べた蒸発係数 ϕ_s と深さ 10cm の土壌水分量 θ_{10} の関係 (3.33) 式の結果を併示してある。 ϕ'_s は ϕ_s より傾きが比較的大きいものの, θ_{10} が 0.11 ~ 0.15 においては ϕ_s に近い値が得られている。

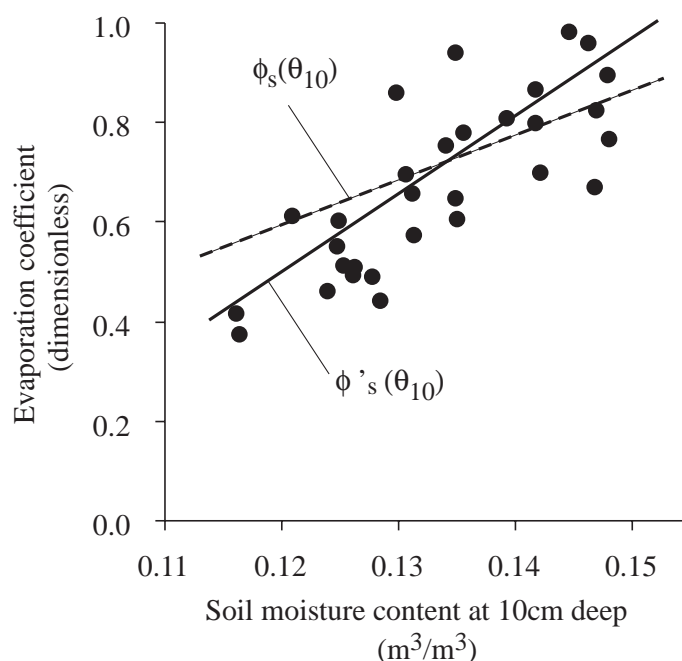


図 4.4 蒸発係数と深さ 10cm の土壌水分量の関係

吸光係数と植物の葉面積

吸光係数 α を 2001 年 6 月 16 ~ 18 日の地表面からの蒸発量 E_{sobs} と (4.16) , (4.12) および (4.15) 式を用いて算出される蒸発量 E_s が等しくなるように求めたところ, $\alpha = 0.16$

を得た．表 4.2 には $\alpha = 0.16$ を用いて推定した蒸発量 E_s を併示してある．地表面からの蒸発量の推定値 E_s は観測値 $E_{sobs.}$ と概ね一致しており， α は妥当であると判断できる．

4.3.3 植物の成長および土壌の乾燥が蒸散量に及ぼす影響

植物丈と風速関数

風速，気温，湿度の鉛直分布が空間的に一様であり，空気の運動量，熱，水蒸気は乱流拡散するとき，風速関数 f は (4.17) 式で算出される．

$$f = \frac{\rho C_p}{\gamma l} \frac{\kappa^2 u(y)}{[\ln \{(y-d)/y_0\}]^2} \quad (4.17)$$

ここに， d : y の修正量 (m) である． d および y_0 の算出にはそれぞれ (4.18)，(4.19) 式がよく用いられる⁴⁾．

$$d = mh \quad (4.18)$$

$$y_0 = nh \quad (4.19)$$

ここに， h : 植物丈 (m)， m, n : 経験定数 (dimensionless) である．畑地作物では m, n はそれぞれ $0.6 \sim 1.0$, $0.01 \sim 0.3$ ⁴⁾ といわれているが，これらの値は植生条件のみでなく風速によっても変化することが知られている¹³⁾．

Penman は土壌水が十分ある芝生の蒸発散量より求めた風速関数 (2.3) 式を提案している．(2.2)，(2.3) 式を用いた Penman 法は，第 2 章で述べたように，土壌水が十分にある丈が低い植物および裸地の蒸発散量を精度よく算定するが，丈の高い植物の蒸発散量については過小評価することが知られている．多くの研究者がそれぞれ対象とする場に応じて風速関数の修正を行っており，(4.20)，(4.21) 式で表わされる風速関数を提案している．

$$f = au + b \quad (4.20)$$

$$f = au^b \quad (4.21)$$

ここに, a, b : 定数である. (4.17) 式と (4.20) 式の風速関数はともに風速の一次関数であり, (4.17) 式は (4.20) 式の a, b を乱流理論を用いて決定したものといえる ($a = rC_p k^2 / \gamma \lambda [\ln \{(y-d)/y_0\}]^2, b = 0$). このように風速関数の評価方法についてはいまだ確立されていないと考えられるため, 植物の成長, 風速および風速関数の関係について検討する必要がある.

風速関数は, (4.13), (4.14) 式より, (4.22) 式で算出できる.

$$f = \frac{\Delta + \gamma}{\gamma(e_s - e)} \left[\frac{E_p}{\phi_p} - \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \frac{R_n - G}{l} \{1 - \exp(-\alpha LAI)\} \right] \quad (4.22)$$

まず, (4.22) 式を用いて植物丈 1.60m のときの風速関数を次の方法で調べた, 表 4.2 に併示してある根群域の土壌水分量 Θ が大きい 2001 年 6 月 16 日および 2002 年 7 月 20 ~ 21 日の蒸散係数 ϕ_p を $1(E_p^* = E_p)$ と仮定し, 2001 年 6 月 16 日および 2002 年 7 月 20 ~ 21 日の茎内流量の計測結果を (4.22) 式中の E_p に代入して植物丈 1.60m の風速関数を求めた. ここでは茎内流量は蒸散量と等しいと見なし, 根群域の土壌水分量 Θ は, 収穫時に根群域の深さを計測したところ 2001 年 7 月 9 日では 30cm, 2002 年 8 月 14 日では 50cm ほどであったため, 深さ 10, 20, 30, 40cm で計測された土壌水分量の平均値とした. 2001 年 5 月 3 日 ~ 7 月 9 日および 2002 年 6 月 10 日 ~ 8 月 14 日の Θ は 0.10 ~ 0.17 で変動しており, 2001 年 6 月 16 日および 2002 年 7 月 20 ~ 21 日は根群域に土壌水が十分にあり, 蒸発散量は可能蒸発散量と一致すると考えられる.

トウモロコシの植物丈の最大値が 1.60m であることを考慮して, 風速関数を気象観測露場で計測された高さ 1.85m における風速 $u_{1.85}$ についてプロットしたところ図 4.5 を得た. ただし, $(R_n - G) < 0$ もしくは $(\Delta + \gamma) / \gamma(e_s - e) < 1.0 \text{ hPa}^{-1}$ のときの結果は除いてある. (4.20) および (4.21) 式の a, b を最小二乗法で求めたところ (4.23), (4.24) 式が得られた.

$$f|_{h=1.60m} = 0.074u_{1.85} + 0.058 \text{ (mm h}^{-1} \text{ hPa}^{-1}) \quad (4.23)$$

$$f|_{h=1.60m} = 0.13u_{1.85}^{0.59} \text{ (mm h}^{-1} \text{ hPa}^{-1}) \quad (4.24)$$

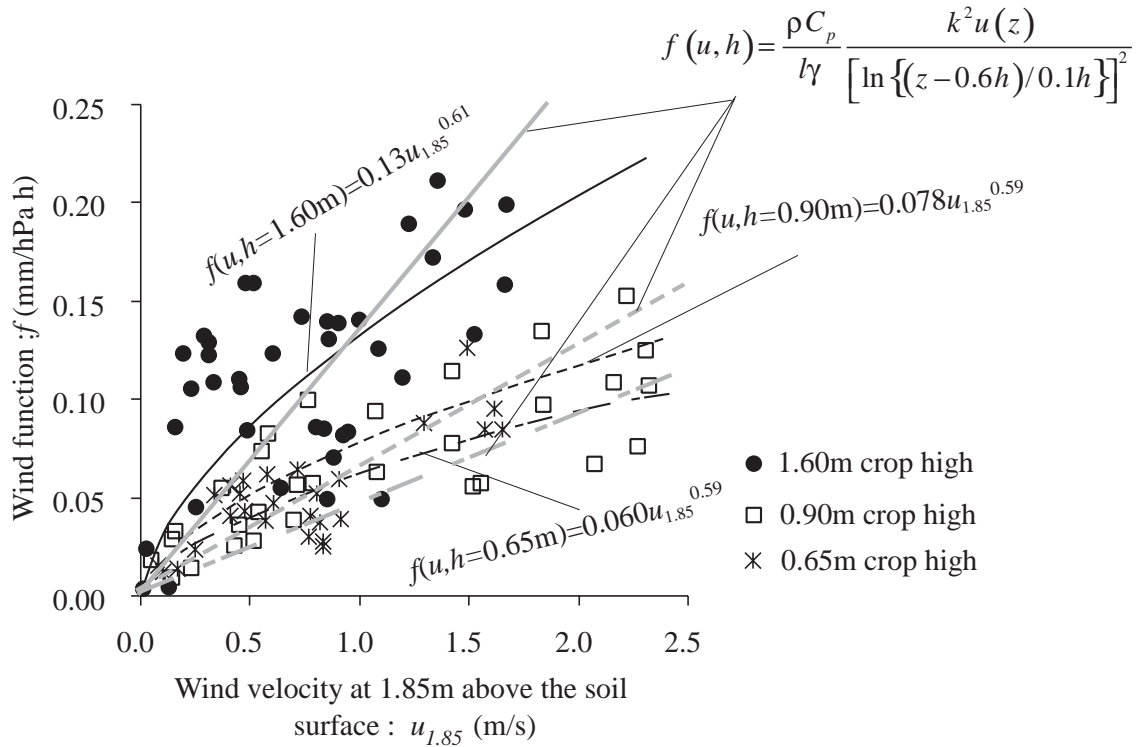


図 4.5 風速関数と高さ 1.85m における風速の関係

(4.22) 式で求めた風速関数と (4.23), (4.24) 式のそれとの相関係数はそれぞれ 0.65, 0.72 であった。(4.24) 式で算出される風速関数は (4.23) 式のそれよりも観測値に近いといえる。

次に、2002 年 6 月 26～28 日および 2001 年 6 月 2, 3 日の茎内流量を (4.22) 式の E_p に代入して植物丈 0.65, 0.90m の風速関数を求め、植物丈が風速関数に及ぼす影響を調べた。なお、蒸散係数 ϕ_p は 2001 年 6 月 16～18 日および 2002 年 7 月 20～24 日、8 月 2・3, 5～9, 11～13 日の (4.13) および (4.24) 式で求めた可能蒸散量と茎内流量との比較により得られた (4.28) 式(後述)を用いて算出した。図 4.5 には植物丈 0.65, 0.90m の風速関数 f と風速 $u_{1.85}$ の関係を併示してある。植物丈 0.65, 0.90m のときの (4.21) 式の定数 a, b を最小二乗法で求めたところ (4.25), (4.26) 式が得られた。

$$f|_{h=0.65m} = 0.060u_{1.85}^{0.61} \quad (\text{mm h}^{-1} \text{ hPa}^{-1}) \quad (4.25)$$

$$f|_{h=0.90m} = 0.078u_{1.85}^{0.59} \quad (\text{mm h}^{-1} \text{ hPa}^{-1}) \quad (4.26)$$

(4.24)～(4.26) 式を比較すると (4.21) 式の b はほぼ 0.6 で一定であるが, a は植物丈が高くなるほど大きい値をとることが分かる. また, 裸地 ($h = 0, LAI = 0$) の場合には蒸散量は 0 であるので, $h = 0$ のとき $a = 0$ となる. これらを考慮し, a が h に比例すると仮定すると風速関数は (4.27) 式で表わされる.

$$f = 0.083hu_{1.85}^{0.60} \quad (\text{mm h}^{-1} \text{ hPa}^{-1}) \quad (4.27)$$

図 4.5 に (4.17) 式を用いて算出した植物丈 0.65, 0.90, 1.6m の風速関数を併示してある. なお, (4.17) 式中の d と y_0 は, それぞれ (4.18), (4.18) 式を用いて算出し, m, n にはそれぞれ 0.60, 0.10 を与えた. 本ライシメータのように周辺と孤立した植物に (4.17) 式を適用するのは問題であると考えられるが, (4.17) 式より得られる風速関数は, $u_{1.85}$ が 1.5m/s では過大であるものの, それ以下では (4.27) 式とそれほど大きな差は見られないことが分かる.

蒸散係数と土壌水分量の関係

植物は土壌が乾燥して根からの吸水が制限されると気孔を閉じて蒸散を抑制することが知られている²⁾. 図 4.6 に 2001 年 6 月 16～18 日, 2002 年 7 月 20～24 日, 8 月 2・3, 5～9, 11～13 日の 5 期間における茎内流量と (4.13), (4.14) および (4.24) 式を用いて算出した蒸散係数 ϕ_p と根群域の土壌水分量 Θ との関係を示す. 2001 年 6 月 16～18 日, 2002 年 7 月 20～24 日の ϕ_p は Θ に関わらず 1 と見なすことができ, 土壌の乾燥による蒸散量の減少は見られないことが分かる. この傾向は Gardner and Ehlig¹⁴⁾ の研究結果と一致し, 砂質土では Θ が 0.10 でも根の吸水は制限されないといえる.

しかし, 図 4.6 の 2002 年 8 月 5～9 日の ϕ_p を見ると, 2001 年 6 月 16～18 日および 2002 年 7 月 20～24 日と同様に図 4.6 は Θ に依存せずに一定の値をとるが, その値は

0.5である。2002年8月2・3日および8月11～13日の ϕ_p は、土壌水分量の変動が小さいため議論の余地はあるが、ここでは Θ に関わらず一定であると見なすと、2002年8月2～13日は時間を経るにつれて ϕ_p が減少している。この生育後期に見られる蒸散量の減少は多くの研究で認められており、葉の老化・枯死が原因と考えられている。

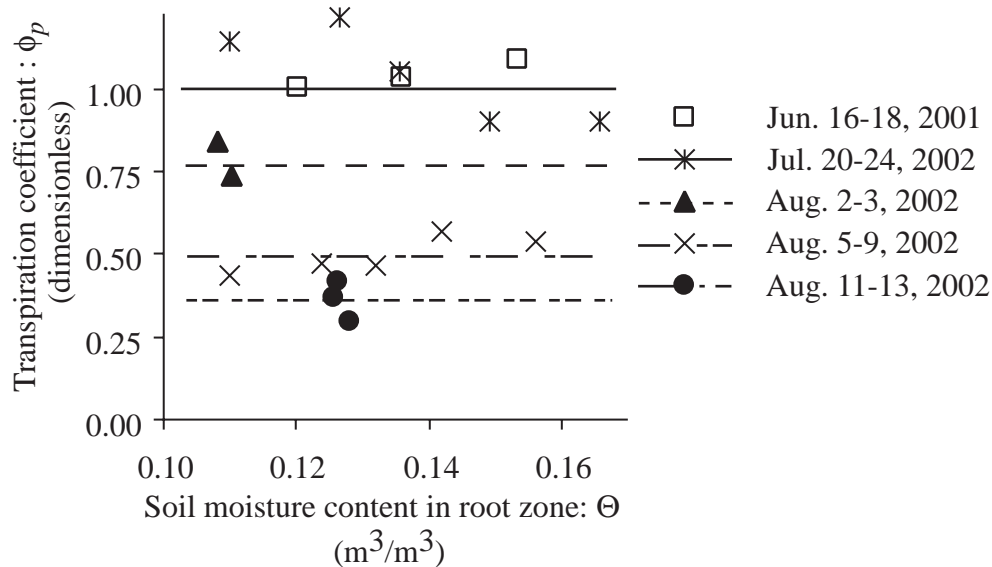


図 4.6 蒸散係数と根群域における土壌水分量の関係

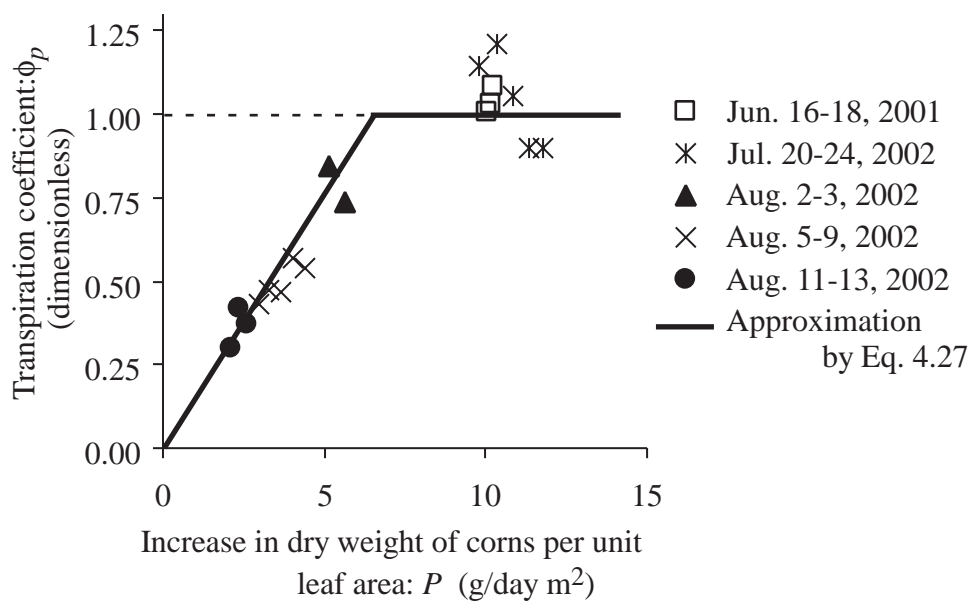


図 4.7 蒸散係数と植物の乾燥重量の関係

葉が老化・枯死すると蒸散量のみでなく光合成量も減少する²⁾。図 2.4 を見ると 2002 年 8 月 2～13 日 (植付け日より 53～64 日後) の乾燥重量の増加量は 2002 年 7 月 20～24 日 (植付け日より 40～45 日後) のそれよりも小さく, 2002 年 8 月 2～13 日の光合成量は 2002 年 7 月 20～24 日より少ないと考えられる。図 4.7 に蒸散係数 ϕ_p と植物の単位葉面積あたりにおける乾燥重量の増加量 P の関係を示す。 P が減少するにつれて ϕ_p は小さくなり, P と ϕ_p の関係は (4.28) 式で表わされる。

$$\phi_p = \min(0.17P, 1) \quad (4.28)$$

4.4 蒸発散モデルの妥当性

(4.12)～(4.16), (4.27) および (4.28) 式を用いて 2001 年 5 月 3 日～7 月 9 日の土壌槽 W および 2002 年 6 月 10 日～8 月 14 日の土壌槽 E の蒸発散量を算出した。図 4.8 および 4.9 に蒸発散量の観測値およびここで提示した手法を用いて算出した計算値 (case 1) の比較を示す。なお, 同図には (4.12)～(4.16), (4.17) 式および (4.28) 式による蒸発散量の計算値 (case 2) および Penman 法 (2.2)(2.3) 式による計算値 (case 3) を併示してある。

Penman 法による蒸発散量 (case 3) は, 2001 年, 2002 年ともに丈が低い成長初期では観測値とほぼ一致しているが, トウモロコシが成長するにつれて観測値との差が大きくなることが分かる。それに対して, 本モデルによる蒸発散量の計算値 (case 1) は全成長期間にわたって観測値とよく一致している。植物の成長に応じて風速関数を的確に評価することがいかに重要であるか分かる。

Case 1 と case 2 の計算結果を比較すると, 両者はほぼ一致しているが, 蒸発散量が 8mm/day より大きいときに差が見られることが分かる。図 4.2 および 4.3 に case 1 および case 2 による蒸発散量の計算結果を併示してある。図 4.3 を見ると, 7 月 20, 21 日の case 2 の蒸発散量は case 1 のそれと比較して観測値との差が大きい。風速 ($u_{1.85}$) を見ると, 風速が 1.5m/s 以上のときに case 2 の蒸発散量の計算値と観測値の差が大きくなっていることが分かるが, 図 4.5 の case 1 と case 2 に用いた風速関数を比較するとそのことは当然の結果といえる。

蒸発散量の観測値，case 1～3による計算値はそれぞれ2001年5月3日～7月9日では312, 315, 311, 218mm, 2002年6月10日～8月14日では375, 360, 375, 255mmであった．Penman法による蒸発散量(case 3)は観測値に比べて29～31%ほど小さいが，case 1およびcase 2による蒸発散量の計算値は観測値とほぼ一致している．また，蒸発散量の観測値と計算値の差を(4.29)式で評価した．

$$\epsilon = \frac{1}{n_d} \sum_{i=1}^{n_d} |ET_{obs.} - ET| \quad (4.29)$$

ここに， ϵ :蒸発散量の観測値と計算値の差 (mm day^{-1})， n_d :日数， $ET_{obs.}$ ， ET :それぞれ日蒸発散量の観測値，計算値 (mm day^{-1}) である．case 1～3の ϵ はそれぞれ2001年5月3日～7月9日では1.1, 1.4, 2.0mm/day, 2002年6月10日～8月14日では0.98, 1.5, 2.2mm/dayであった．case 1の ϵ はcase 2のそれより小さく，case 1はcase 2より精度よく蒸発散量を算定するといえる．また，case 1による蒸散量と地表面からの蒸発量の計算値は，2001年5月3日～7月9日ではそれぞれ250, 65mm, 2002年6月10日～8月14日では278, 82mmであり，地表面からの蒸発量は蒸発散量の21～23%であることが明らかになる．

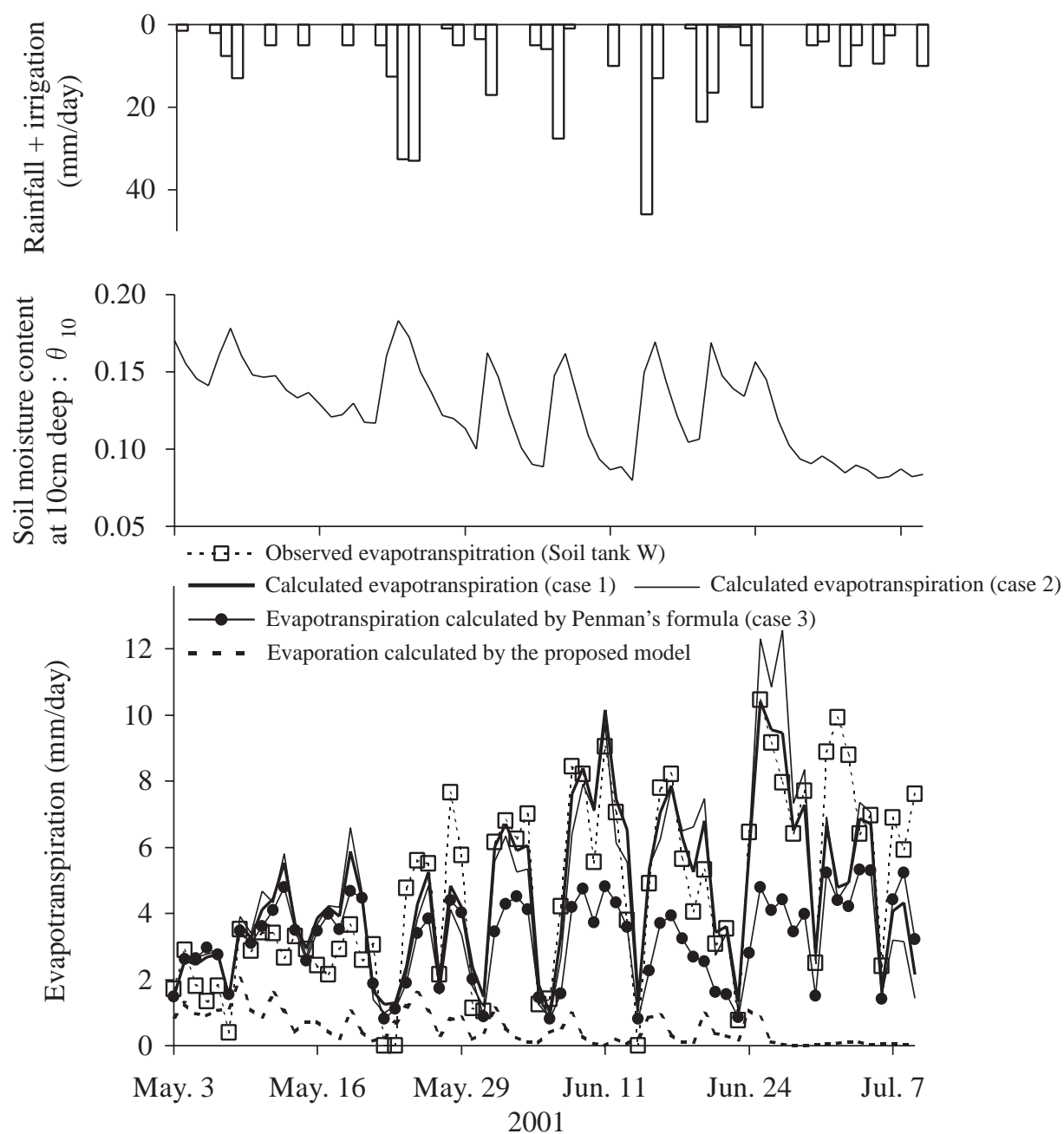


図 4.8 蒸発散量の計算値と観測値の比較 (2001 年 5 月 3 日 ~ 7 月 9 日)

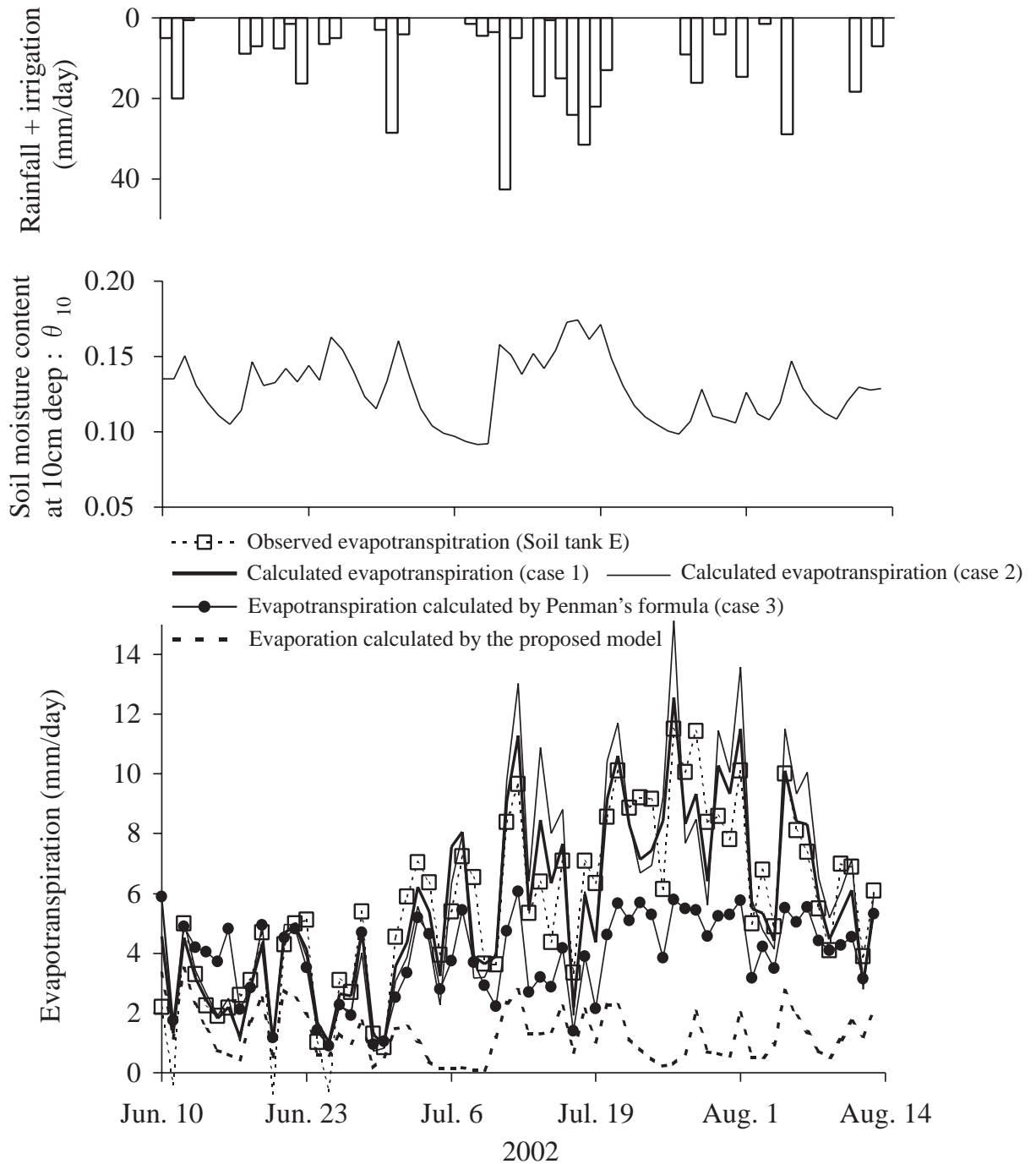


図 4.9 蒸発散量の計算値と観測値の比較 (2002 年 6 月 10 日 ~ 8 月 14 日)

4.5 まとめ

本章では，植物の成長が蒸発散に及ぼす影響を明らかにするため，トウモロコシの茎内流量計測を行った．また，観測結果に基づいて植物の成長，土壤水分量，気象条件を考慮した蒸発散モデルを構築し，それをライシメータに適用して有用性を議論した．ここで得られた結論をまとめると次のとおりである．

- (1) 成長にともなって茎径が変化する植物の茎内流量を簡便に計測するのに，SHB法が有用である．茎内流量は蒸散特性を明らかにするために有力な手法となる．
- (2) 植物の成長，風速，風速関数の関係は (4.27) 式で表わされる．従来より用いられている (4.17) 式は風速 1.5m/s 以上における風速関数を過大評価する．
- (3) 土壤の乾燥による蒸散量への影響は根群域の土壤水分量が $0.10\text{m}^3/\text{m}^3$ 以上では見られない．
- (4) 植物丈，葉面積，乾燥重量と蒸発散量の関係を明らかにし，それを応用して蒸発散モデルを構築した．本モデルをライシメータに適用したところ，蒸発散量の計算値は観測値とよく一致した．
- (5) 本モデルによる蒸発散量の計算結果では，蒸散量および地表面からの蒸発量はそれぞれ蒸発散量の 77～79，21～23 %であった．地表面からの蒸発量は蒸散量と比較して小さい．
- (6) 蒸散係数は植物体の乾燥重量の増加量が減少するにつれて小さくなる．ただし，蒸散係数と乾燥重量の関係については検討せねばならない点が残されている．
- (7) ここで提示した風速関数，吸光係数，蒸散係数，蒸発係数および植物の成長は，本ライシメータにおける観測条件下で得られたものであり，現地への適用についてさらに検討する必要がある．

参考文献

- 1) 近藤 純正 編：水環境の気象学, 朝倉書店, pp. 1-350, 1994.

- 2) Mohr, H. and Schopfer, P.: 植物生理学, 網野真一, 駒嶺 穆 監訳, シュプリンガーフェアラーク東京株式会社, pp. 1 - 598, 1999.
- 3) 例えば, Wei C., Tyree MT. and Steudle E.: Direct Measurement of Xylem Pressure in Leaves of Intact Maize Plants. A Test of Cohesion-Tension Theory Taking Hydraulic Architecture into Consideration, *Plant Physiology*, vol.121, pp.1191-1205, 1999.
- 4) 塚本良則:森林水文学, 文永堂出版株式会社, pp. 1-319, 1992.
- 5) Grime, V.L., Morison, J.I.L. and Simmonds, L.P.: Including the heat storage term in sap flow measurements with the stem heat balance method, *Agric. For. Meteorol.*, Vol. 74, pp.1-25, 1995.
- 6) Sakuratani, T.: A heat balance method for measuring water flux in the stem of intact plants, *J. Agric. Meteorol. (Japan)*, Vol. 40, pp. 273-277, 1981.
- 7) Grime, V. L. and Sonclair, F.L.: Source of error in stem heat balance sap flow measurements, *Agric. For. Meteorol.*, 94, pp.103-121, 1999.
- 8) Sakuratani, T.: Improvement of the probe for measuring water flux in the stem of intact plants with the stem heat balance method, *J. Agric. Meteorol. (Japan)*, Vol. 34, pp. 177-187, 1984.
- 9) Monteith, J.L.: Evaporation and environment, *Symp. Soc. Exp. Biol.*, Vol. 19, pp. 5-234, 1965.
- 10) Penman, H.L.: Natural evaporation from open water, bare soil and grass, *Proc. Roy. Soc. London*, Vol.A193, pp. 120-145, 1948.
- 11) Feddes, R.A., Bresler, E. and Neuman, S.P.: Field test of modified numerical model for water uptake by root systems, *Water Resour. Res.*, Vol.10, No. 6, pp. 1199-1206, 1974.
- 12) Ritchie, J.T.: Model for Predicting Evaporation from a Row Crop with Incomplete Cover, *Water Resour. Res.*, Vol.8, No.5, pp. 1204-1213, 1972.

- 13) Szeicz, G. and Endrodi, G.: Aerodynamic and Surface Factors in Evaporation, *Water Resour. Res.*, Vol. 5 , No. 2, pp. 381-394 , 1969.
- 14) Gardner, W.R. and Ehlig, C.F.: The influence of soil water on transpiration by plants, *J. Geophys. Res.*, Vol. 68, No. 20, pp. 5719-5724 , 1963.

第5章 植物の成長と栄養塩吸収

5.1 概説

植物による栄養塩吸収を定量的に評価することは、地下水汚染対策のみならず圃場における灌漑・施肥管理などを考えるうえで、きわめて重要である。これまで植物の栄養塩吸収特性について室内実験を中心とした研究は多数行われており、根の物質吸収メカニズムが解明されつつある^{1, 2)}。

根の水と物質の吸収過程は、図 5.1 に示すように根の表面から導管までの輸送と導管内の輸送からなる²⁾。細胞の水・物質吸収には外液からの直接吸収と細胞壁アポプラストを介する吸収の2つがある。吸収された水・物質はシンプラストを

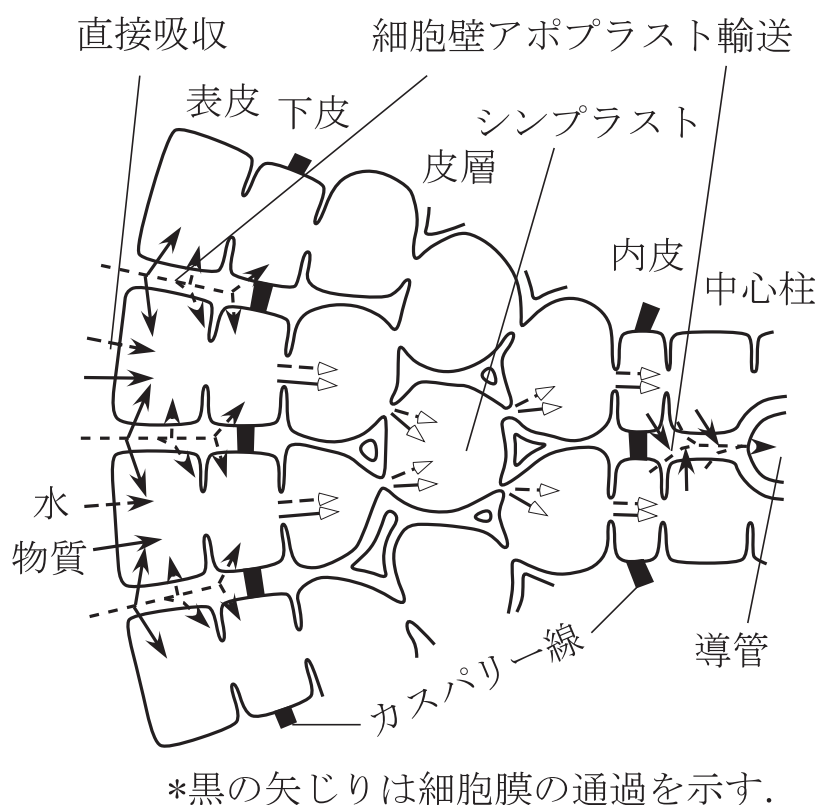


図 5.1 トウモロコシ根の表面から導管までの水・物質輸送経路²⁾

中心柱細胞に輸送され、細胞壁アポプラストに排出されて導管に達する。導管に輸送されるまでに水・物質は細胞膜を少なくとも2回通過する必要がある。水の細胞膜通過は圧力勾配と浸透圧勾配に従う受動的な通過であるが、物質については細胞内外の電気化学ポテンシャル勾配に従う受動的な通過と化学反応による能動的な通過がある。

上述の根の水・物質移動の数値モデルは多数提案されており、植物より切断した根を用いた室内実験等でその妥当性が検証されている^{2, 3)}が、現地で生育している植物に適用する際には土壌中における根の形態をどう取り扱うかが問題となる。根の形態を的確に評価する手法は著者の知る限り存在せず、それは不可能であるといっても過言ではない。また現地における植物の栄養塩吸収量を算定する際には、根の長さや乾燥重量などの単位量あたりにおける栄養塩吸収量よりも、むしろ植物1個体の成長と栄養塩吸収量の関係を明らかにするほうが有用である。しかし、自然状態で生育している植物の栄養塩吸収量を直接計測することは困難であるといわれている。さらに、これは土質・土壌水分・栄養塩濃度・気象・植物体の成長などが複雑に関与しているため、現地における植物の栄養塩吸収量を定量的に評価する手法は確立されていない。

本章では、植物の成長と栄養塩吸収量の関係を明らかにするとともに植物の栄養塩吸収が土壌中の物質移動に及ぼす影響を定量的に評価することを目的とする。トウモロコシを植栽したライシメータ土壌における栄養塩量の時空間分布計測、ライシメータ付近の試験圃場においてトウモロコシ体内の栄養塩貯留量および水耕栽培による栄養塩吸収量の計測を行い、自然気象条件下における植物の成長と栄養塩吸収量の関係について検討する。得られた栄養塩吸収特性を応用して、植物の成長とともに変化する蒸発散・物質吸収を考慮した土壌中の窒素移動解析モデルを提示し、それをライシメータに適用してモデルの有用性を議論する。

5.2 トウモロコシの栄養塩吸収量の計測

5.2.1 計測内容

土壌中の栄養塩量

2003年4月15日～6月30日においてライシメータの土壌を深さ0.1から1.0mまで10cmごとに14～21日間隔で採取し、各土壌サンプルに含まれる陽イオンおよび陰イオンをそれぞれ $0.1\text{mol } \ell^{-1}$ のHCl、 $0.001\text{mol } \ell^{-1}$ のNaOH溶液を用いて抽出して土壌中の物質量を測定した¹⁾。なお、土壌の採取には内径2.0cmのハンドオーガを用いた。

また、ライシメータ付近の試験圃場において次の計測を行った。

植物の成長に伴う栄養塩貯留量の変化の測定

ウェイングラシメータにおける植物の栄養塩吸収量の計測と同じ方法を用いて試験圃場より定期的に採取した植物体の栄養塩貯留量を計測し、植物の成長による栄養塩貯留量の変化を調べた。なお、試験圃場における 1m^2 あたりの施肥量はN、P、Kそれぞれ2001年5月3日～7月9日には30、70、30g、2002年6月10日～8月14日には14、10、11g、2003年4月22日～6月30日には38、42、37gであり、各観測期間の土壌槽Eにおける施肥量と同じである。

水耕栽培による栄養塩吸収量の時間変化の測定

自然状態で生育している植物の栄養塩吸収量の時間変化を直接計測することはきわめて困難である。ここでは植物の成長による栄養塩吸収量の変化を定量的に明らかにすることを目的として、次のような水耕栽培による栄養塩吸収量の計測を行った。

周囲をアルミホイルで覆ったガラス瓶(容量 1.3ℓ 、深さ15cm)に栽培液を入れ、根全体が栽培液に浸るようにトウモロコシを挿入して固定した。このガラス瓶を試験圃場に6個埋設して、2002年6月10日～8月14日に自然条件下でトウモロコシを栽培した。なお、根は栽培液中の酸素を用いて呼吸するため、 $1\ell\text{ min}^{-1}$ のエアポンプを

用いて栽培液に空気を送り、栽培液中の酸素が欠乏しないようにした。栄養塩吸収量の測定については、栽培液の重量および栄養塩濃度を計測して2時点の栽培液中の栄養塩量の差より求める方法を用いた。

5.2.2 計測結果

ライシメータ土壤中の栄養塩量

土壌槽EのNとKの土壌貯留量の計測結果を図5.2、5.3に示す。なお、Pについては測定機器の精度などが原因で有効な結果が得られなかったため省略する。

図5.2のNを見ると、肥料の投入により増加した地表面付近にある窒素が5月9日から5月23日にかけてかなり消失していることが分かる。図5.3のKについては、Nと比較して肥料投入前から土壌に多く残っており、施肥による地表面付近の貯留量の増加は認められるものの、植物の吸収量は土壌の貯留量と比較して小さいことが分かる。

表5.1に計測結果より求めた土壌槽Eにおける窒素収支を示す。ここに、トウモロコシによる窒素吸収量は土壌中における窒素消失量と地下水流出にともなう槽外排出量を用いて求められたものである。5月9日から5月23日(植付け後19~32日)におけるトウモロコシの窒素吸収量は他の期間よりも多いことが分かる。トウモロコシの窒素吸収はその大部分が植付け後19~32日の期間に行われていると考えられる。

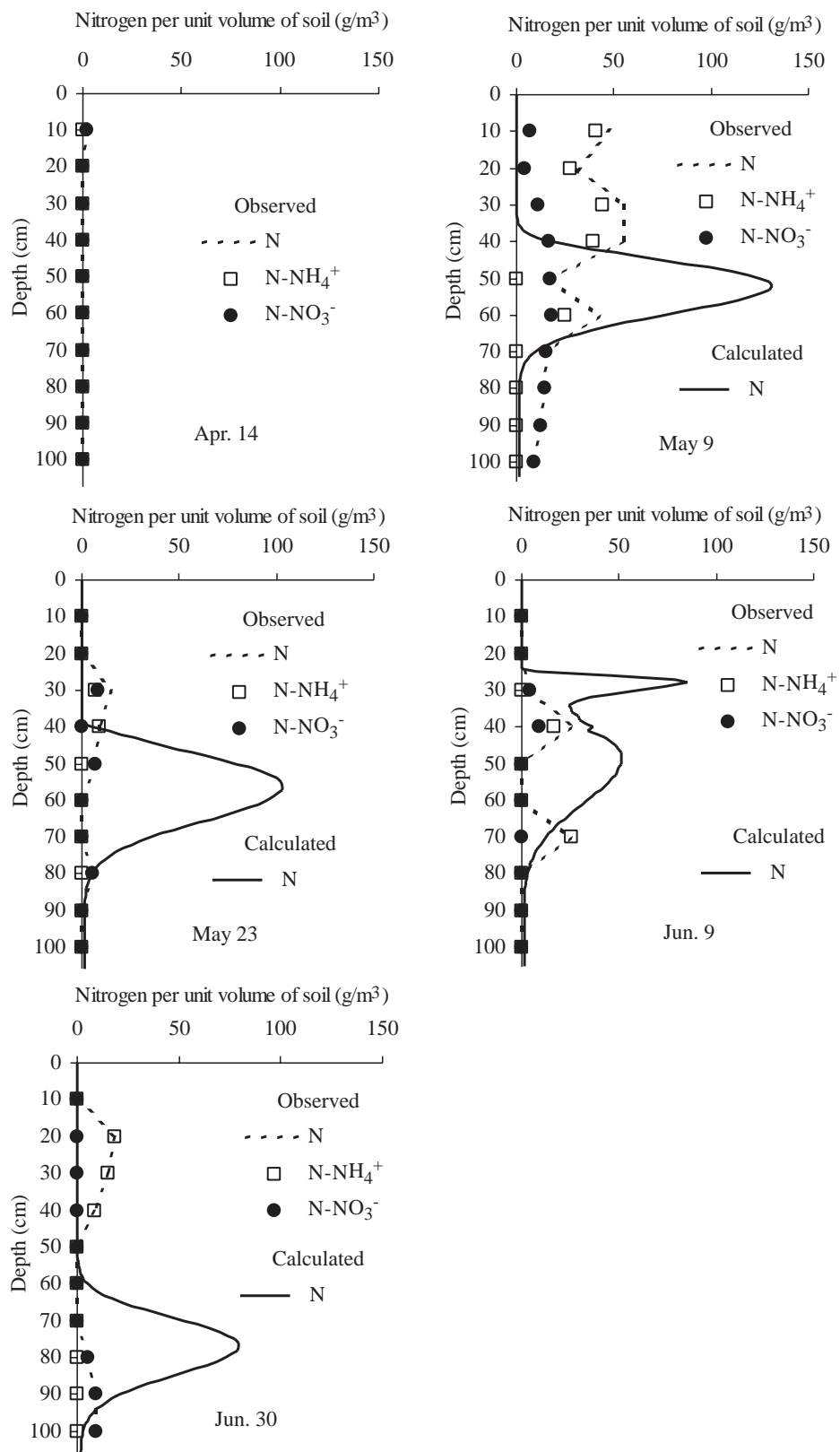


図 5.2 土壌中の窒素残留量

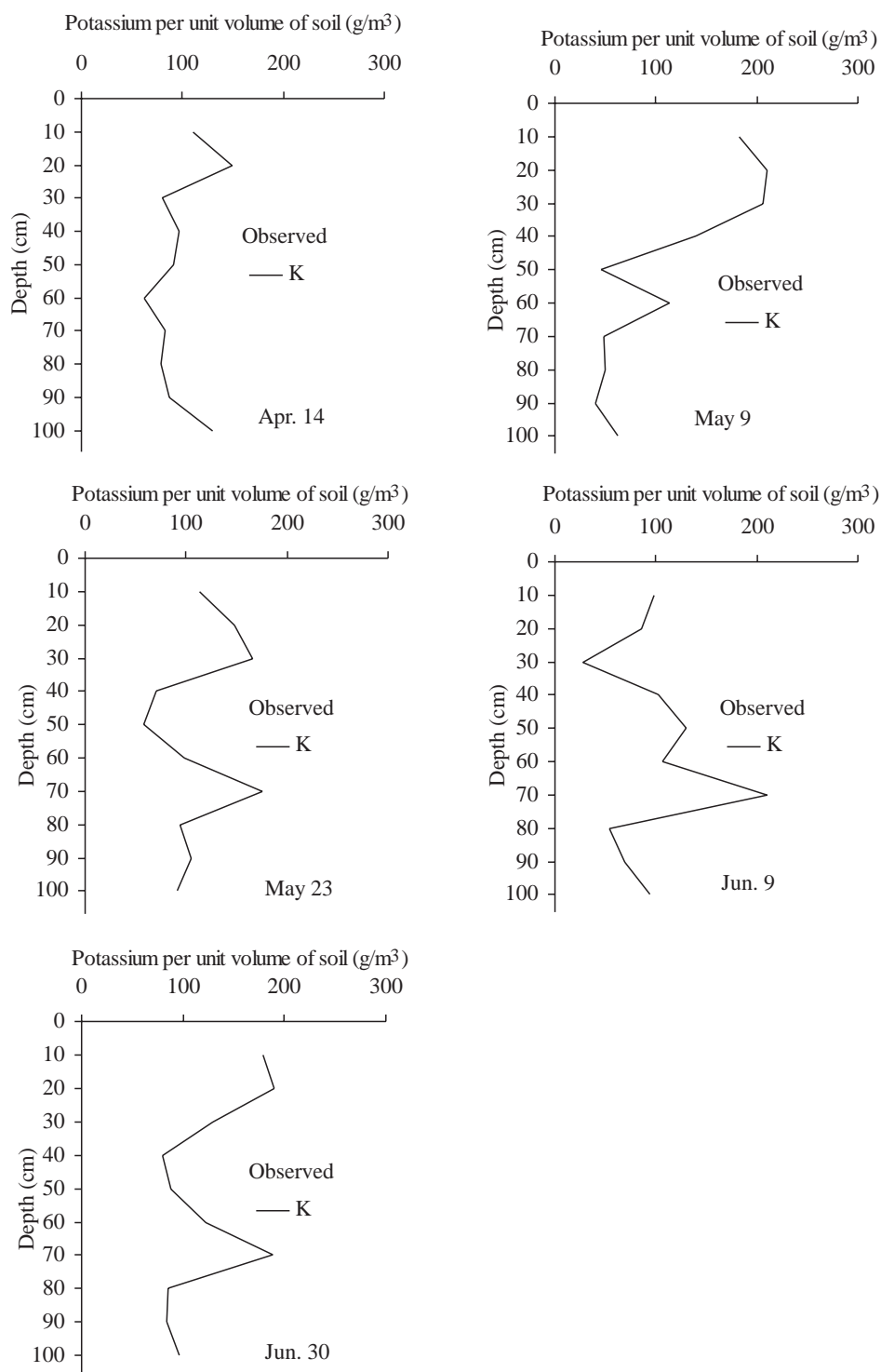


図 5.3 土壌中のカリウム残留量

表 5.1 土壌残留量より求めた各期間の窒素収支 (土壌槽 E)

	Fertilizer (g)	Soil storage (g)	Solute drawn with groundwater runoff (g)	Plant absorption, etc. (g)
Apr.14 - May 9	38.0	32.7	2.98	2.3
May 10 - May 23	0.0	-29.1	0.60	28.5
May 24 - Jun 9	0.0	1.8	0.64	-2.5
Jun 9 - Jun 30	0.0	3.9	1.79	-5.7

植物の成長と体内貯留量の変化

図 5.4 に 2001 年 5 月 3 日～7 月 9 日および 2002 年 6 月 10 日～8 月 14 日において試験圃場より採取したトウモロコシの N, P, K 貯留量の計測結果を示す。

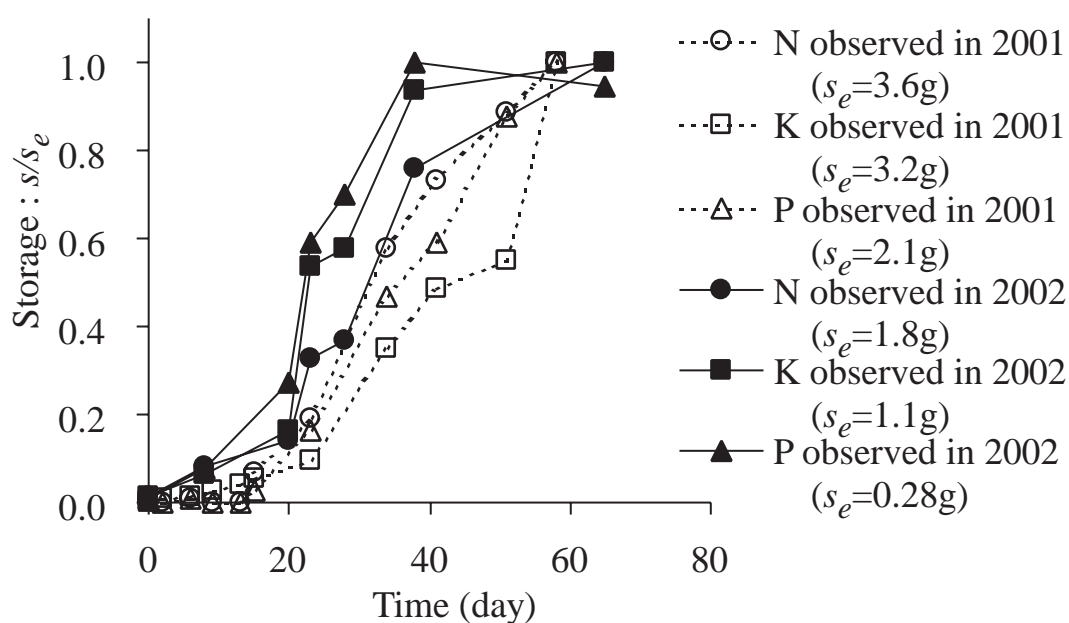


図 5.4 トウモロコシの栄養塩貯留量の変動

各栄養塩の貯留量は乾燥重量 (図 2.4) と同じ S 字型の変動をしており, 乾燥重量の増加量が多い植付け後 20～40 日に各栄養塩の貯留量が大きく増加していることが分かる。根からの栄養塩吸収量は植物の成長に依存しており, 植物の成長が大きい

ほど栄養塩吸収量は多くなるといえる。また、乾燥重量に対するN, P, Kの貯留量の割合は全成長期間をとおして1.3~3.6, 0.19~2.0, 0.80~2.5%ほどであることが明らかになる。

植物の栄養塩吸収特性

水耕栽培を行った6本のトウモロコシのうち2本は土壌槽に植栽されているトウモロコシと葉数、丈、雌軸数がほぼ一致して成長した。ここでは正常に成長した2本のトウモロコシにおける栄養塩吸収特性について議論する。

6月12~14, 22日および7月11, 18, 22日に栽培液に栄養塩を投入し、6月12~14日は24時間ごとに、6月22日および7月11, 18, 22日は3時間ごとに栽培液の重量および栄養塩の減少量を測定して蒸散量および栄養塩吸収量を求めた。表5.2に栄養塩投入直後の栽培液のN, P, K濃度を示す。

N, Kの吸収量と蒸散量の関係を図5.5に示す。栽培液中のNにはアンモニア態窒素と硝酸態窒素が存在するが、栽培液中のアンモニア態窒素は硝化されて硝酸態窒素に変わるうえ、植物のアンモニア態窒素と硝酸態窒素の吸収は競合するなどの理由により、ここでは両者をとくに区別しないで取り扱うことにする。N, Kの吸収量

表5.2 栄養塩投入直後の栽培液の窒素・リン・カリウム濃度

		Solution weight (kg)	Nutrient concentration (g/m ³)			
			Ammoniacal N	Nitrate N	K	P
Bottle 1	Jun. 12-14	1.21	0.755	0.195	1.04	1.28
	Jun. 22	1.17	162	82.0	318	124
	Jul. 11	1.20	29.8	18.2	137	75.4
	Jul. 18	1.18	43.6	21.9	159	86.0
	Jul. 22	1.19	101.6	59.4	300	129
Bottle 2	Jun. 12-14	1.13	39.6	10.3	52.6	16.9
	Jun. 22	1.20	209	92.4	324	141
	Jul. 11	1.16	188	111	210	108
	Jul. 18	1.17	166	78.3	371	177
	Jul. 22	1.15	150	61.3	378	170

は蒸散量がない時にも0ではなく、蒸散量と栄養塩吸収量には明確な関係は見い出せないことが分かる。

図 5.6 に測定期間ごとの N, K の栽培液の濃度と吸収量との関係を示す。同じ期間については、いずれの物質も栽培液の濃度が高くなるにつれて吸収量が多くなっており、植物の栄養塩吸収量は根の外側の物質濃度に依存していると考えられる。

植物の物質吸収量の推定には Michaelis-Menten 式 (5.1) がよく用いられる⁵⁾。

$$I = \frac{I_{max}C}{K_m + C} \quad (5.1)$$

ここに、 I :植物1個体あたりの吸収量 (g day^{-1})、 C :根の外側の物質濃度 (g m^{-3})、 I_{max} :

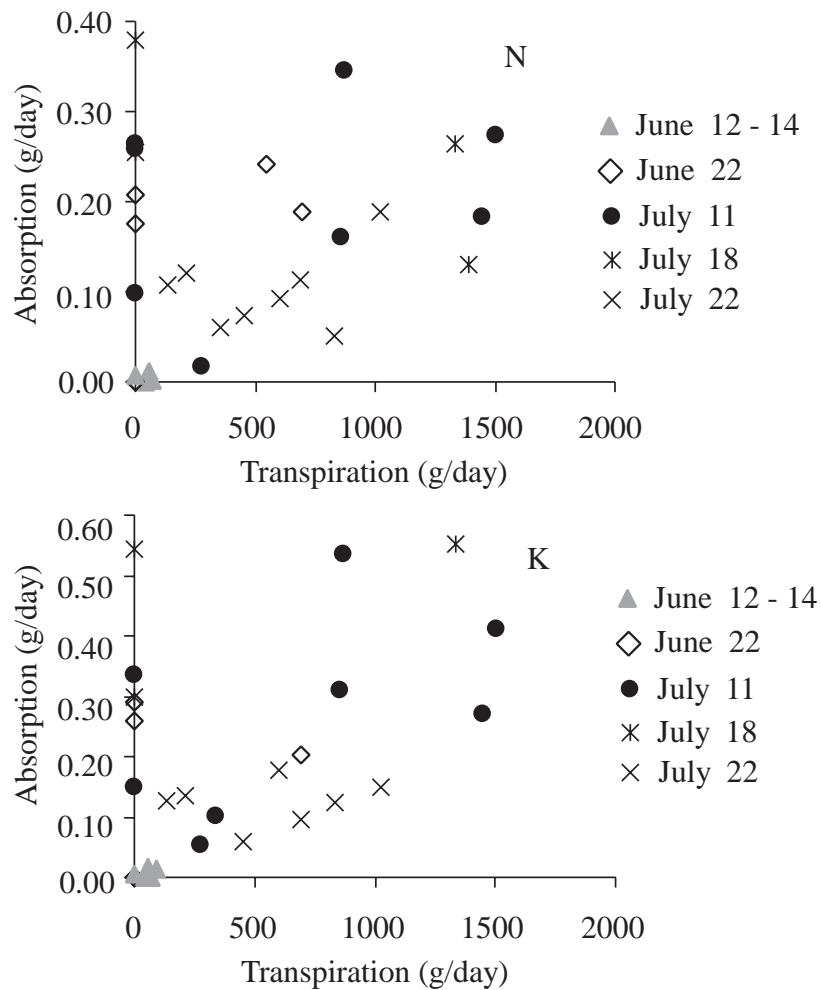


図 5.5 蒸散量と栄養塩吸収量

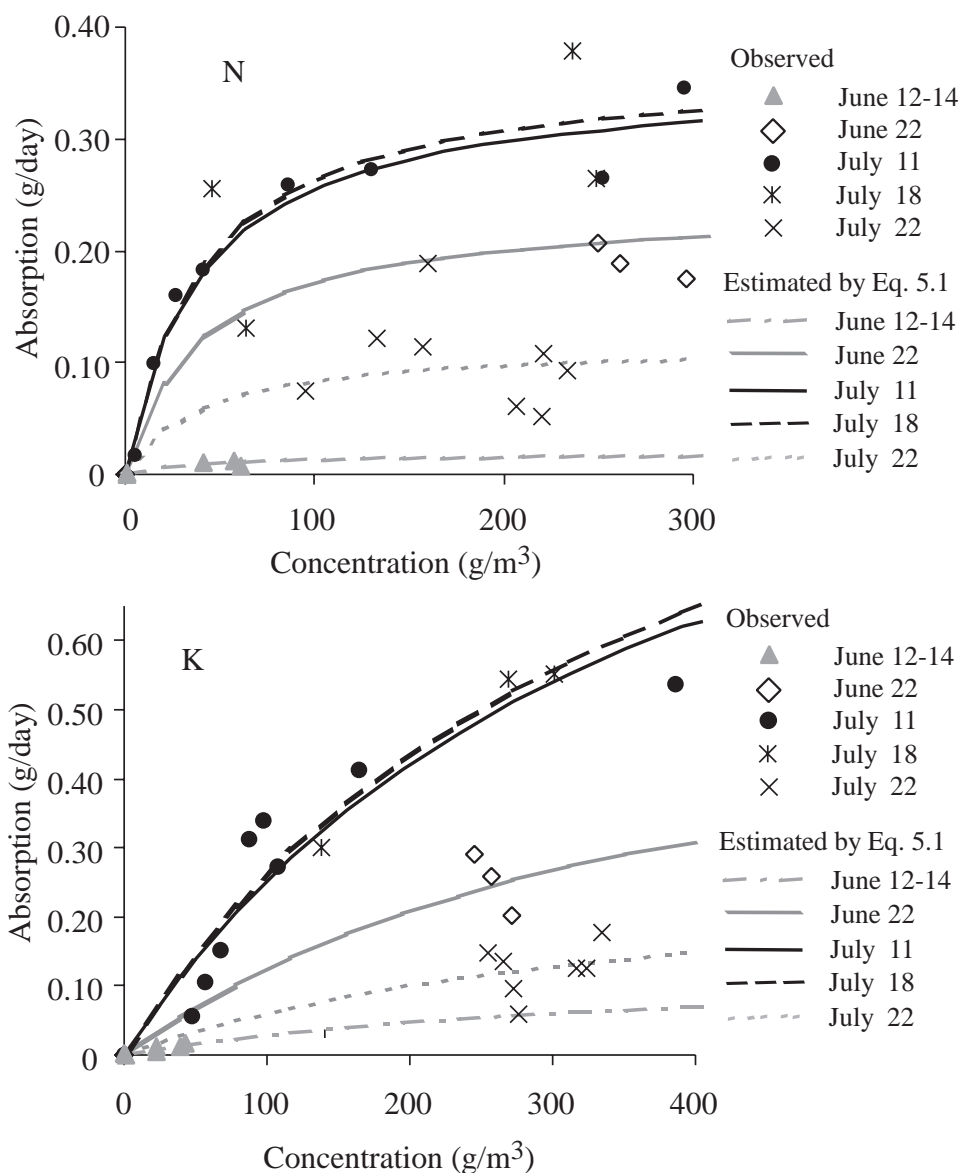


図 5.6 栽培液の栄養塩濃度と植物の栄養塩吸収量

植物 1 個体あたりの最大吸収量 (g day^{-1}) である。 K_m は Michaelis-Menten 定数 (g m^{-3}) であり、対象とする物質によって異なる値をとるが、全成長期間にわたってほぼ一定の値であるといわれている⁵⁾。ここでは、N および K の K_m をそれぞれ $40^{7)}$ 、 $390^{5)}$ g m^{-3} とした。これらの K_m を用いて、期間ごとに最小 2 乗法で決定した I_{max} を表 5.3 に示す。また、図 5.6 には表 5.3 に示してある I_{max} を用いて (5.1) 式で推定した結果を併示してある。7 月 11 日の推定値は観測値とよく一致しており、(5.1) 式の適用性

が認められる．他の日については，植物の吸収量が小さく栽培液の濃度変化が小さかったため，(5.1)式の適用性に関して議論の余地はあるが，ここでは(5.1)式を用いて考察を進めることにする．

表 5.3 各期間の I_{max}

	Jun. 12-14	Jun. 22	Jul. 11	Jul. 18	Jul. 22
N	0.017	0.240	0.357	0.368	0.116
K	0.104	0.623	1.161	1.279	0.299

(g/day)

5.2.3 植物の成長と栄養塩吸収量

表 5.3 の I_{max} を見ると，7月18日まで各物質の I_{max} は増加するが，7月22日の I_{max} は大きく減少していることがわかる．この傾向は Barber(1995)⁵⁾ の研究結果と一致している．

ライシメータ土壌の窒素残留量および植物体内の栄養塩貯留量の計測結果より，トウモロコシの窒素吸収量は植付け後19～40日が他の期間より大きいことより， I_{max} の変動は植物の成長に依存していると考えられる．図 5.7 に I_{max} と植物の乾燥重量の増加量との関係を示す． I_{max} 値と乾燥重量の増加量はほぼ1本の直線(5.2)式で表されることが分かる．

$$I_{max} = s \frac{dw}{dt} \quad (5.2)$$

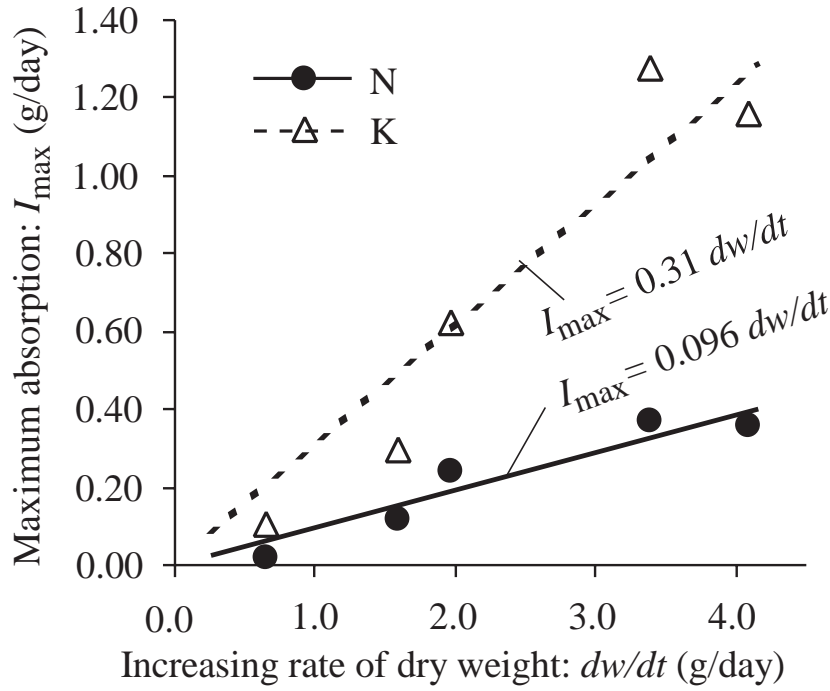
ここに， w :乾燥重量(g)， s :定数(dimensionless)であり，図 5.7 より N および K についてそれぞれ 0.096，0.31 という値を得た．

5.3 植物の吸収を考慮した土壌中の物質移動解析

5.3.1 基礎式

これまでの考察結果を応用して，2002年6月5日～8月14日および2003年4月15日～6月30日の土壌槽 E の窒素移動解析を行う．

第3章では，土壌中における気体状態の水移動量は液体状態のそれより小さく，無視できることを明らかにした．ここでは，土壌水流動の基礎式に Richards 式(5.3)を

図 5.7 植物の乾燥重量と I_{max}

用いる．

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left\{ K(\psi) \left(\frac{\partial \psi}{\partial z} - 1 \right) \right\} - Q_w \quad (5.3)$$

ここに， $K(\psi)$:不飽和透水係数 (m day^{-1})， ψ :圧力水頭 (m)， θ :土壌水分量 ($\text{m}^3 \text{m}^{-3}$) である． Q_w :根群域における単位体積あたりの吸水量 (day^{-1}) である．

土壌溶液中のアンモニアイオンは短時間で硝化と言われており⁵⁾，ここでは肥料に含まれているアンモニア態窒素は瞬時に硝酸態窒素になると仮定する．さらに，脱窒，窒素固定および有機化・無機化などの微生物による作用は，植物の吸収に比べて小さい⁷⁾ので，ここでは考慮しない．これらの仮定にもとづくと窒素の土壌中移動は (5.4) 式で表される．

$$\frac{\partial (\theta C)}{\partial t} + \frac{\partial (qC)}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} \left(\theta D_c \frac{\partial C}{\partial z} \right) - Q_N \quad (5.4)$$

ここに， C :土壌水の窒素濃度 (g m^{-3})， q :Darcy 則より算出される単位面積あたりの流量 (m day^{-1})， D_c :分散係数 ($\text{m}^2 \text{day}^{-1}$)， Q_N :根群域単位体積あたりの植物による窒素吸収量 ($\text{g m}^{-3} \text{day}^{-1}$) である．

5.3.2 解析条件

解析対象と境界条件

解析対象は2002年6月5日～8月14日および2003年4月15日～6月30日のトウモロコシを9本植栽した土壌槽Eとする。解析領域は地表面($z=0$)から深さ1.3m($z=1.3$)までとし、(5.3)および(5.4)式を有限要素法を用いて解析する。なお、移流分散解析を通常のガラーキン法を用いて行うと解の振動・発散が起こり、計算が不安定となるため、(5.4)式の解析には棚橋が提案する上流化手法⁸⁾を用いた。

(5.3)式の解析では、地表面の境界条件として雨量・灌漑量の浸透成分もしくは蒸発量が与えられる。

$$q|_{z=0} = - \left\{ K(\psi) \frac{\partial \psi}{\partial z} - 1 \right\} \bigg|_{z=0} = R \quad (5.5)$$

R が正のときは雨量・灌漑量の浸透成分、負であれば蒸発量($R = -E_s$)である。蒸発量は第4章で詳述した方法で算出する。また、(5.4)式の地表面の境界条件は、雨水・灌漑水に含まれる窒素成分が施肥量と比較して微量であったため、 R の正負に関わらず窒素の出入りはないものとした。

解析対象期間では、土壌下端から槽外に排出される物質量の計測を容易にするため、土壌槽内に地下水面を設けていない。(5.3)式の下端の境界条件には、(5.6)式を与えた⁹⁾。

$$q_g = - \left\{ K(\psi) \frac{\partial \psi}{\partial z} - 1 \right\} \bigg|_{z=1.3} = \alpha_w \exp(-\beta_w \theta|_{z=1.3}) \quad (5.6)$$

ここに、 q_g :地下水流出量(m s^{-1})、 α_w 、 β_w は定数である。 α_w と β_w は、深さ100cmにおける日平均土壌水分量と地下水流出量の観測値を用いて決定した値を第0近似とし、地下水流出量の計算値と観測値が一致するように修正した。その結果、 $\alpha_w = 1.21 \times 10^{-9} \text{mm/day}$ 、 $\beta_w = 144$ が得られた。また、(5.4)式の下端の境界条件は(5.7)式を与えた。

$$q_N = \left(qC - \theta D_c \frac{\partial C}{\partial z} \right) \bigg|_{z=1.3} = q_g C|_{z=1.3} \quad (5.7)$$

ここに、 q_N :地下水流出にともなう窒素の槽外排出量($\text{kg m}^{-2} \text{day}^{-1}$)である。

トウモロコシの根による水・物質吸収量

土壌槽にトウモロコシが植栽されている期間中の Q_w および Q_N を決定する必要がある．ここでは，植物の窒素吸収量と蒸散量とは明確な関係が見られないこと，植物の窒素吸収量は (5.1) および (5.2) 式で表わされることを考慮し，さらに根の分布は根群域内で均等であり，蒸散量と根からの吸水量は等しいと仮定して (5.8)，(5.9) 式で算出する．

$$Q_w = E_p / l_r \quad (5.8)$$

$$Q_N = n_p I / l_r \quad (5.9)$$

ここに， E_p : 蒸散量 (m day^{-1})， n_p : 単位面積あたりに植栽されている植物個体数 (plants/m^{-2})， I : 単位時間・植物1個体当たりの栄養塩吸収量 ($\text{g day}^{-1} \text{ plants}^{-1}$)， l_r : 根群域の長さ (m) である． E_t は第4章で述べた方法で算出する． I については，(5.1) 式中の C に (5.4) 式で求められる各位置の窒素濃度を与え，深さごとに算出する． l_r は，根群域の深さを収穫時に計測したところ地表面から深さ 30～50cm の範囲であったため，ここでは 40cm とした．地表面からの蒸発量および (5.8) 式中の蒸散量は第4章で詳述した方法を用いて算出する．

分散係数

(5.4) 式中の分散係数 D_c は次の方法¹⁰⁾ で決定した．内径 7.7cm，長さ 2.0cm の円筒を5個接続したカラムを2組用意する．1つには 1.0mol/l の NaCl 水溶液が含まれる土壌を充填し，もう1つには間隙率および土壌水分量が同じになるように純水を含ませた土壌を充填する．2つを接続して実験開始とし，1週間程度カラムを水平に放置する．実験終了後にカラムを解体し，各位置における土壌水を抽出して塩化物イオン濃度をイオンクロマトグラフィで測定する．分散係数 D_c は， θ が一定， q が0の条件で (5.4) 式を数値的に解析し，塩化物イオン濃度の計算値と計測値が一致するように決定される．その結果， $2.2 \times 10^{-5} \text{m}^2 \text{ day}^{-1}$ が得られた．

5.3.3 解析結果

図 5.8・5.9(a)～(g) に 2002 年 6 月 5 日～8 月 14 日および 2003 年 4 月 15 日～6 月 30 日の雨量および灌漑量の観測値，および土壌槽重量の変化，蒸発散量，地下水流出量，深さ 10，30，60cm の土壌水分量の観測値と計算値を示す．なお，土壌槽重量は計算開始時を 0 として示してある．土壌槽重量，蒸発散量，地下水流出量，土壌水分量の計算値はそれぞれの観測値とよく一致している．

図 5.8・5.9(a)，(h)～(j) にはそれぞれ施肥量，地下水流出の窒素濃度の観測値と計算値，植物の窒素貯留量の計算値と試験圃場にて得られた測定値，深さ 10，30，60cm の土壌単位体積あたりの窒素貯留量の計算値を示してある．また，図 5.10 に解析によって得られた 2002 年 7 月 11 日～8 月 14 日における窒素貯留量の鉛直分布およびトウモロコシの収穫日(8 月 14 日)に土壌層ごとに測定した窒素残留量を示す．

図 5.8 の土壌単位体積あたりの窒素貯留量 (j) の計算値を見ると，深さ 10，30cm の窒素貯留量はかなりの増減が見られるが，深さ 60cm ではほとんど変動していない．図 5.10 を見ると，投入された窒素は，植物に吸収されつつ，降雨・灌漑にもとづく土壌水流動によって鉛直下方に移動するが，深さ 60cm に到達する前にほぼ全量が植物に吸収されていることが分かる．図 5.8 に示してある地下水流出の窒素濃度 (h) にも変動は見られず，観測値，計算値はともにほぼ 10g m^{-3} で一定であり，上記の結果を反映している．また，8 月 14 日の窒素貯留量の観測値でも土壌中に窒素が残っていないことが分かる．

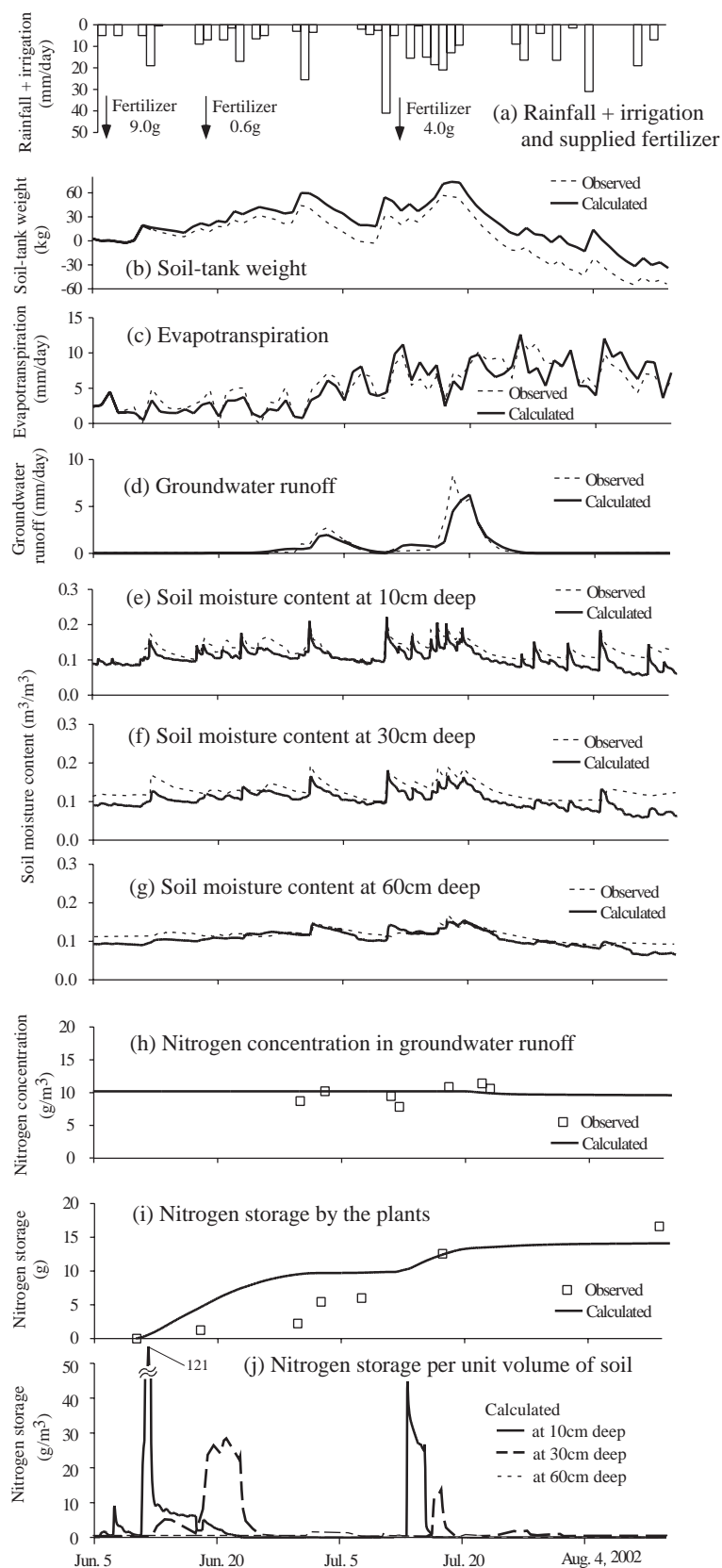


図 5.8 計算値と観測値の比較 (2002 年 7 月 11 日 ~ 8 月 14 日)

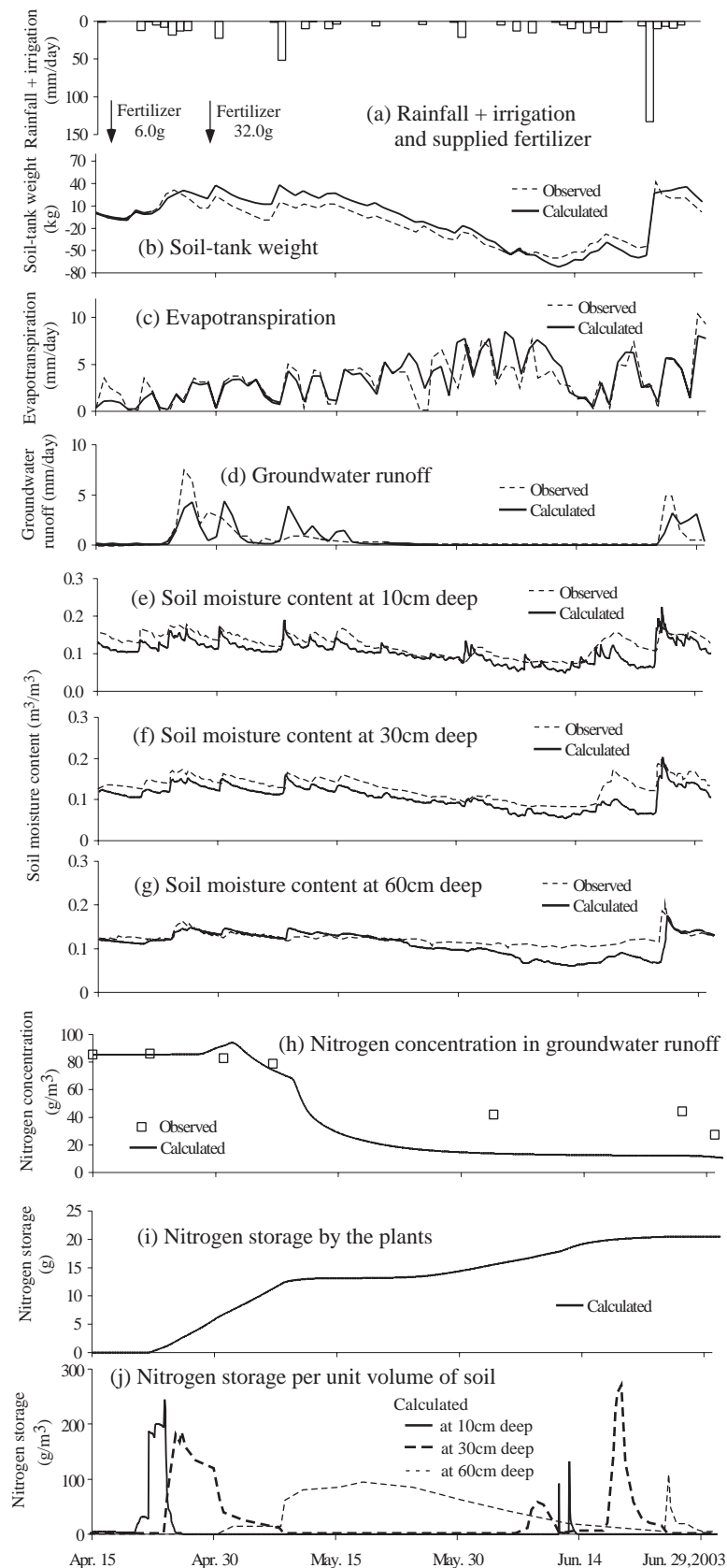


図 5.9 計算値と観測値の比較 (2003 年 4 月 15 日 ~ 6 月 30 日)

表 5.4 窒素収支の解析結果

	Jun. 10~Aug.14, 2002	Apr. 15~Jun. 30, 2003
Fertilizer (g)	13.6	38.0
Absorption by corns (g)	14.1	22.3
Solute drawn with groundwater runoff (g)	0.41	2.7
Storage in soil (g)	-0.44	13.2

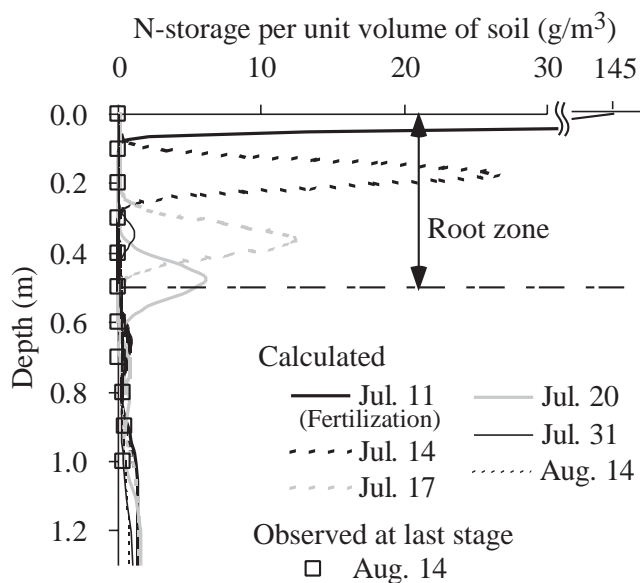


図 5.10 窒素貯留量の鉛直分布

図 5.9 の土壌単位体積あたりの窒素貯留量 (j) の計算値を見ると、2002 年と同様に深さ 10、30cm の窒素貯留量の変化は大きいですが、深さ 60cm にも窒素が到達している。これは 2003 年の雨量が 2002 年よりも多いためであり、植物が吸収する前に下方に移動したことを示している。また、6 月 18 日以降では施肥を行っていないにもかかわらず、深さ 10、30cm において窒素貯留量の増加が見られることが分かる。これはト

ウモロコシの蒸発散によって土壌水の毛管上昇が生じ、より下層の窒素が上方に移動したためであり、植物の栄養塩吸収が土壌中の物質移動に及ぼす影響は大きいといえる。

表 5.4 に計算で得られた土壌槽 E の物質収支を示す。表 5.4 と表 2.3.2 を比較すると、トウモロコシの窒素吸収量、地下水流出による槽外排出量および土壌中の残留量の計算値は 2002 年、2003 年ともに観測値に近い結果が得られている。しかし、図 5.8 の植物の窒素累加吸収量 (i) を見ると、6 月 10 日～7 月 8 日までの計算値は過大評価していることが分かる。これは、水耕栽培によって得られた栄養塩吸収特性を土壌で育成されたトウモロコシの栄養塩吸収にそのまま適用したことが原因であると考えられる。また、図 5.2 には解析で得られた窒素貯留量の鉛直分布を併示してあるが、解析値と観測値はかなりの差が認められる。5 月 9 日の窒素貯留量の計算値は深さ方向に急激に変化するのに対して観測値は深さ 10～70cm までほぼ 40g/m^3 一定であること、6 月 24 日に 133mm の大雨があったにもかかわらず 6 月 30 日の深さ 10～30cm に窒素が残っていることを考えると、肥料の溶出速度やアンモニウムイオンの土壌吸着を考慮しなかったことが原因と考えられる。

5.4 まとめ

本章では、植物の栄養塩吸収特性および植物の栄養塩吸収が土壌中物質移動に及ぼす影響を定量的に明らかにすることを目的として、ウェイングライシメータによる水・物質収支観測、成長にともなう植物体内の栄養塩貯留量の変化の計測、水耕栽培による植物の栄養塩吸収量の測定を行った。さらに、これらの測定結果より植物の栄養塩吸収の規則性を見い出し、土壌中の窒素移動解析に応用した。本研究で得られた結論をまとめると次のとおりである。

- (1) 植物体内の栄養塩貯留量および肥料の土壌残留量を測定し、土壌槽の物質収支を求めた。1kg の乾燥重量をえるために N, P, K がそれぞれ 13.1～20.8, 1.9～12.3, 8.0～18.8g ほど必要である。
- (2) 成長段階ごとの植物体内の栄養塩貯留量を測定した結果、乾燥重量に対する N, P, K の貯留量の割合は 1.3～3.6, 0.19～2.0, 0.80～2.5 % ほどであり、全成長期

間をとおして極端に大きな変動は見られない。

- (3) 自然気象条件下でトウモロコシの水耕栽培を行い，栄養塩吸収量を測定した．植物の栄養塩吸収は，蒸散とは無関係であり，根の外側の栄養塩濃度が高くなるにつれて増加する．
- (4) 植物の栄養塩吸収量は Michaelis-Menten 式を用いてうまく表わされる．また，植物の栄養塩吸収量は植物の乾燥重量の増加量に比例する．
- (5) 水耕栽培で得られた栄養塩吸収特性の現地への適用については検討せねばならぬ点が残ったが，ここで得られた植物の成長と窒素吸収量の関係を応用して，土壌中の窒素移動解析が可能であることを示すことができた．

参考文献

- 1) Mohr H. and Schopfer P. 原著，網野 真一・駒嶺 穆 監訳：植物生理学，シュプリンガーフェアラーク東京株式会社，pp. 1 - 598，1999.
- 2) Taura T., Iwaikawa Y. and Katou K.: A Model for Radial Water Transport Across Plant Roots, *Protoplasma*, pp.170-179, 1988.
- 3) Tyree MT., Yang S., Cruiziat P. and Steudle E.: Novel Methods of Measuring Hydraulic Conductivity of Tree Root Systems and Interpretation Using AMAIZED, *Plant Physiology*, vol.104, pp.189-199, 1994.
- 4) Miller, D. M.: Studies of Root Function in *Zea mays*, *Plant Physiology*, vol.77, pp. 162-174, 1985.
- 5) Barber, S. A.: Soil Nutrient Bioavailability, *John & Sons Inc.*, pp. 1-403, 1995.
- 6) 財団法人 日本土壌協会：土壌機能モニタリング調査のための土壌，水質及び植物体分析法，pp. 1-321, 2001.
- 7) Wang, F., Bear, J. and Shaviv, A.: A N-dynamics model for predicting N-behavior subject to environmentally friendly fertilization practices, *Transport in Porous Media*, vol.33, pp. 309-324, 1998.

- 8) 棚橋 隆彦：流れの有限要素法解析 I,II，朝倉書店，1997.
- 9) 岡 太郎，角屋 睦：丘陵地斜面域における雨水の浸入・流出過程 (2)，京都大学防災研究所年報，第19号 B-2，pp. 153-165, 1976.
- 10) 中野 政詩, 宮崎 毅, 塩沢 昌, 西村 拓: 土壌物理環境測定法, 東京大学出版会, pp. 1-236, 1995.

第6章 結論

本研究では植物の成長によって変化する水文素過程を明らかにするための基礎研究として、ウェイングライシメータにトウモロコシを植栽して水・物質収支観測を行った。トウモロコシの成長と蒸発散量および栄養塩吸収量の関係を定量的に明らかにし、植物の成長を考慮した蒸発散・栄養塩吸収モデルを提示し、土壌中の水・物質移動解析に応用した。

第1章では、水資源の不足が世界各地で問題となっており、持続利用可能な水資源の開発・管理・運用が求められていること、それを有効かつ効率的に行うためには植物の成長によって変化する水文素過程を明らかにすることが必要であることを述べ、本研究の目的を記した。

第2章では、ウェイングライシメータの構造・性能を紹介し、ライシメータにトウモロコシを植栽して行った水・物質収支観測の結果に基づいてトウモロコシの生育に必要な水・栄養塩量を検討した。ここで得られた結論は次のとおりである。

- (1) トウモロコシの成長によって増加する乾燥重量、丈、葉面積は、ロジスティック成長曲線で表わされる。
- (2) トウモロコシを9本植栽した土壌槽の蒸発散量は裸地の場合の2.0~2.1倍、裸地の表面流出量は植栽した土壌槽の2.8~2.9倍であり、植物による土壌槽の水収支への影響はかなり大きい。
- (3) トウモロコシを生育する際には、全乾燥重量の187~409倍、穀果乾燥重量の663~3484倍の水が蒸発散によって消費される。これは灌漑用水量の決定や貿易によって間接的に輸入される水量 (virtual water) を推算するための基礎資料として役立てられる。
- (4) Penman 法で算出される蒸発散量は、裸地からの蒸発量を過大に、トウモロコシの蒸発散量を過小に評価する。蒸発散量を算定するには土壌の乾燥や植物の成長による蒸発散への影響を考慮する必要がある。
- (5) トウモロコシの全乾燥重量 1kg を得るために N, P, K がそれぞれ 10.7~29.5, 1.4

~12.4, 7.9~19.6g 必要である．これは過剰施肥を防止し，地下水汚染を軽減するための基礎資料となる．

第3章では，土壌槽に充填した土壌の物理特性および裸地土壌面からの蒸発について検討した．土壌水分がきわめて少ない状態の土壌水分特性曲線，不飽和透水係数および水蒸気拡散係数を計測し，これらを用いてウェイングラシメータにおける土壌中の水・水蒸気移動解析を行った．さらに，解析結果を整理・検討し，表層土壌の水分量を用いて土壌面からの蒸発量を算出する実用的な単純化モデルを提示した．ここで得られた結論は次のとおりである．

- (1) ラシメータにおける観測条件下では，土壌面からの蒸発量の99.7%は，下層の土壌水が液体状態で移動して地表面で気化したものである．これは土壌中における水蒸気の移動は液体状態の移動と比較して無視できることを裏付けている．
- (2) 表層土壌の水分量と蒸発量の関係について議論し，Penman法で算出される蒸発量に蒸発係数を乗じて裸地土壌面からの蒸発量を算定する手法について言及した．蒸発係数を地表面から深さ2cmの土壌水分量を用いて決定した場合，それを用いて算出した蒸発量の誤差は1%，5cmでは4%，10cmでは9%であることが明らかになった．地表面から2cmまでの薄い層における土壌水分量を連続測定するのは困難であるが，それよりは比較的連続計測が容易な深さ10cmの土壌水分量を用いて土壌面からの蒸発量を算定しても妥当な結果が得られることが示された．

第4章では，植物の成長によって変化する蒸発散量について検討した．植物の成長が葉面からの蒸散量，地表面からの蒸発量にそれぞれ及ぼす影響を明らかにするため，stem heat balance method (SHB法)を用いてトウモロコシの茎内流量計測を行った．茎内流量を蒸散量と等しいものと見なしてラシメータの蒸発散量を植物葉面からの蒸散量と地表面からの蒸発量に分離し，トウモロコシの丈・葉面積と蒸散・蒸発量の関係について検討したところ，次のことが明らかになった．

- (1) 植物の成長，風速，風速関数の関係は(4.27)式で表わされる．従来より用いら

れている (4.17) 式は風速 1.5m/s 以上における風速関数を過大評価する．対象とする場に応じて風速関数を決定する必要性が認められる．

- (2) 土壌の乾燥による蒸散量への影響は根群域の土壌水分量が $0.10\text{m}^3/\text{m}^3$ 以上では見られない．
- (3) 蒸散量は植物体の乾燥重量の増加量が減少するにつれて小さくなる．

さらに，これらの結果を用いて植物の成長，土壌水分量，気象条件を考慮した蒸発散モデルを構築し，それをライシメータに適用した．Penman 法はトウモロコシが成長して丈が高くなると蒸発散量を過小評価するが，本モデルによる蒸発散量の計算値は全成長期間をとおして観測値とよく一致しており，本モデルの有用性が認められた．また，蒸散量および地表面からの蒸発量はそれぞれ蒸発散量の 77～79，21～23 % であることが本モデルによる蒸発散量の計算結果より明らかになった．

第5章では，植物の栄養塩吸収特性および植物の栄養塩吸収が土壌中物質移動に及ぼす影響を検討した．成長にともなって変化するトウモロコシ体内の栄養塩貯留量の計測，土壌中における栄養塩残留量の鉛直分布の計測，水耕栽培によるトウモロコシの栄養塩吸収量の測定を行ったところ，次のことが明らかになった．

- (1) 乾燥重量に対する N, P, K のトウモロコシ体内の貯留量の割合は 1.3～3.6，0.19～2.0，0.80～2.5 % ほどであり，全成長期間をとおして極端に大きな変動は見られない．これは，栄養塩貯留量の時間変化は根からの吸収量と等しいことを考慮すると，植物の栄養塩吸収量は成長速度に依存することを裏付けている．
- (2) 植物の栄養塩吸収は，蒸散とは無関係であり，根の外側の栄養塩濃度が高くなるにつれて増加する．
- (3) 植物の栄養塩吸収量は Michaelis-Menten 式を用いてうまく表わされる．また，植物の栄養塩吸収量は植物の乾燥重量の増加量に比例する．

さらに，これまでの結果を応用して植物の成長にともなって変化する蒸発散・物質吸収を考慮した土壌中の窒素移動解析モデルを提示し，それをライシメータに適用して有用性を検討した．土壌中の窒素貯留量の鉛直分布は計算値と観測値に差が見

られたが、トウモロコシの窒素吸収量、地下水流出による槽外排出量および土壌中の残留量の計算値は2002年、2003年ともに観測値に近い結果が得られた。

本研究で提示した植物の蒸発散量・栄養塩吸収量を全成長期間を一貫して算出できる数理モデル、およびそれを組み込んだ土壌中の水・物質移動解析は有用であることが確認されたが、今後検討すべき問題も少なくない。本研究の検討課題を挙げると次のとおりである。

- (1) 土壌の乾燥による葉面からの蒸散量の減少の定量的評価。
- (2) 水耕栽培で得られたトウモロコシの栄養塩吸収特性を自然状態で生育したものに適用することの妥当性。
- (3) ライシメータの観測条件下で得られた風速関数、吸光係数、蒸散係数、蒸発係数およびトウモロコシの成長の現地適用性。
- (4) トウモロコシを対象に構築された蒸発散・物質吸収モデルの他の植物への適用性。
- (5) 根の時空間分布を考慮した植物の水・物質吸収量の算定。
- (6) 土壌表面に形成される難透水性被膜の影響を考慮した雨水の表面流出成分と浸透成分の分離。
- (7) 肥料の溶出速度、物質の土壌吸着および微生物の分解などによる土壌中の物質移動への影響。

本研究では、幅・横1.0m、深さ1.5mのライシメータを用いた観測・実験をとおして複雑な植物の蒸発散・物質吸収機構を考究しているが、その数理モデルの構築については、現地での適用を見据えて実用性を考慮し、現象の物理特性を損なわない程度にできるだけ単純化を試みている。しかし、ここで提示したモデルには他分野における植物の水・物質吸収機構の研究成果が十分に反映されていないところもあると考えられる。本研究についての御意見・批判を賜る機会が得られること、それによって植物の蒸発散・物質吸収機構に関する議論が深まることを望むとともに、本研究の成果が水資源開発に関わる実務者の方々の一助となり、世界の水資源問題の解決に少しでも貢献できれば幸いである。

謝 辞

本研究を進めるにあたり、京都大学防災研究所教授 岡太郎 先生からは懇切丁寧なご指導を賜りました。こうして学位論文をまとめられたのも、遅々として先に進まず、ともすれば脇道に逸れようとする小生を常に的確な方向へ誘導し、辛抱強くご鞭撻いただいたおかげであります。ここに深甚の謝意を申し上げます。

また、本研究をとりまとめるにあたり、適切なご指摘・ご助言をいただいた京都大学防災研究所教授 池淵周一 先生、ならびに教授 寶馨 先生に深く感謝申し上げます。

京都大学防災研究所助教授 城戸由能 先生には研究に関して多くのご助言をいただきました。とくに、水質に関して素人であった小生を暖かくご指導いただきました。心より感謝申し上げます。

京都大学防災研究所教授 小尻利治 先生、助教授 友杉邦雄 先生、助教授 竹門康弘 先生、助手 浜口俊雄 先生、助手 田中賢治 先生には適切な助言をいただきました。ここに、感謝の意を表します。

また、度重なる観測にご協力をいただいた角田吉弘氏および都市・地域水文循環研究領域の諸兄並びに同僚に厚くお礼申し上げます。

最後に、京都大学大学院への進学を快諾し、あらゆる面において著者を支えてくれた父 東幸生、母 東美代子に心から感謝いたします。